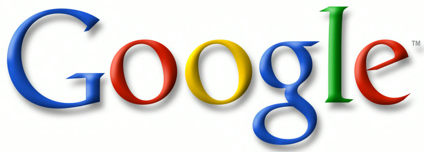
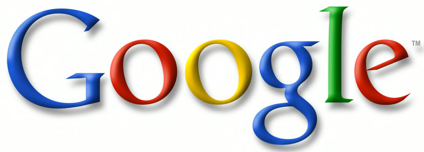


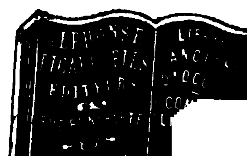

Google

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES



LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météoroligique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoiro de Météorologie dynamique

Tome I.



PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE.
Quai des Grands-Augustins, 55.

1907

IMP. WRETMAN. UPSALA 1907.

Table des matières du Tome I.

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

1re LIVRAISON

PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1898

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

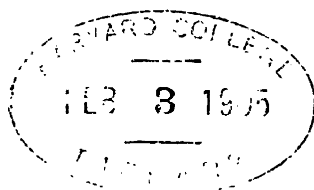
M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique



PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1898



INTRODUCTION

L'importance que prennent chaque jour les études sur la Météorologie dynamique nous a déterminés à réunir, sous une forme abrégée, l'ensemble des faits observés et des recherches servant de base à nos connaissances sur les mouvements de l'atmosphère.

Il nous a paru intéressant, au moment où l'analyse mathématique commence à aborder avec succès l'étude de la dynamique de l'air, de jeter un coup d'œil d'ensemble sur la période préparatoire où l'observation et l'étude empirique ont été les seuls moyens d'investigation.

Cette période — par laquelle ont passé toutes les sciences — a été d'assez courte durée pour la Météorologie, car, bien qu'Aristote ait publié une météorologie, on peut dire que les études sur l'atmosphère ne remontent guère à plus de deux siècles. Ces recherches n'ont vraiment pris un essor sérieux que depuis la seconde moitié du siècle dernier avec Franklin, Cotte, Lamark, Howard, pour recevoir une impulsion très remarquable dans notre siècle avec Brandes, Dove, Maury, Redfield, Espy, Fitz Roy, Le Verrier, Buys Ballot, etc., dont les travaux nous conduisent à la période actuelle, où la Météorologie a pris corps et est devenue une vraie science se subdivisant en branches diverses.

Nous avons donné la plus large part aux faits observés et aux résultats positifs déduits de la discussion des observations, parce que ce sont les assises qui resteront debout quelles que soient les variations des théories qui groupent les faits suivant une perspective voulue.

Comme l'exposé des recherches purement théoriques n'entre pas dans le cadre de ce livre, nous nous sommes bornés à rappeler les principales vues d'ensemble des hommes qui ont fait école. Ces vues et l'interprétation des faits observés ont

orienté l'esprit des chercheurs dans des voies déterminées, et les efforts faits pour les attaquer ou les défendre ont conduit à un examen plus précis des phénomènes, d'où sont résultés de grands progrès pour la science.

La plupart de ces conceptions renferment une part de vérité que l'expérience a consacrée et qui se retrouve dans les théories aujourd'hui régnantes.

L'exposé chronologique de nos connaissances permet, et ce n'est que justice, de faire remonter l'honneur de chaque découverte au météorologiste qui a su trouver la vérité au milieu de l'incohérence des faits et malgré l'insuffisance et les imperfections des données recueillies.

Il est à remarquer qu'un grand nombre de faits caractéristiques ont été reconnus depuis longtemps, mais sont restés isolés ou travestis, alors qu'il a fallu des siècles pour qu'une interprétation judicieuse et un examen critique sérieux conduisent à trouver leurs liens. Dans bien des cas les progrès sont venus du seul développement de l'esprit scientifique s'exerçant à diverses époques sur les mêmes faits.

Comme nos doctrines ne sont que des approximations successives vers la vérité, et pour cela même toujours sujettes à revision, nous espérons que ce livre pourra être utile — non pas seulement aux esprits curieux de connaître les progrès et les évolutions de l'esprit humain dans une science toute nouvelle — mais surtout à ceux qui, voulant aller plus loin, devront se reporter à l'ensemble des faits solidement établis par l'observation.

H. H. Hildebrandsson
L. Teisserenc de Bort

Upsal-Paris, 1898.

CHAPITRE I

Anciennes recherches : Halley, Hadley, Dove, Maury.

Les *Moussons* de l'océan Indien ont été connues depuis l'antiquité. *Aristote* les a décrites en détail et elles avaient été observées par les Arabes. *Sidi-Ali*, dans son livre sur la navigation de l'Océan Indien, publié en 1554, donne l'époque du commencement de la Mousson pour cinquante lieux différents. D'un autre côté *Christophe Colomb* a découvert les *alizés*. On sait que la régularité des vents de N.-E. jusqu'alors sans exemple avait fini par effrayer ses compagnons, qui désespéraient de jamais revoir leur patrie. Les voyages des grands navigateurs du XVIe siècle ont permis de reconnaître le régime des Alizés et des Moussons et bientôt on arriva à se servir pour la navigation de ces vents constants ou périodiques. Les immenses avantages que les voiliers tirent de la constance des vents alizés, ont amené les Anglais à désigner ces vents sous le nom de *trade-winds* (vents du commerce). Quant à l'origine des alizés, on n'avait à cette époque qu'une idée vague de l'effet de la rotation de la terre de l'ouest à l'est sur ces vents. On pensait que l'atmosphère restant un peu en arrière du mouvement diurne, il devait en résulter un mouvement opposé de l'est à l'ouest relativement à la surface terrestre. C'est *Halley* qui a le premier proposé l'explication, qui a été conservée presque sans aucune modification jusqu'à nos jours, dans son célèbre mémoire intitulé : *An historical account of Trade winds and Mousoons, observable in the Seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the phisical cause of the said winds* (Philos. Transact. 1686). Combattant l'opinion que les alizés seraient produits par le retard de

l'atmosphère relativement à la rotation de la terre, il fait les objections irréfutables suivantes :

1° Dans le voisinage de l'équateur, c'est-à-dire précisément là où la vitesse de rotation d'un point de la surface terrestre est la plus grande on trouve les calmes équatoriaux ;

2° Sur le golfe de Guinée les vents de l'ouest sont prépondérants ;

3° Sur l'Océan Indien nous rencontrons des vents périodiques, les moussons.

Il admet au contraire *que les alizés sont produits par la différence de chaleur entre l'équateur et les pôles*. L'air fortement échauffé sur la zone équatoriale, s'élève en masse vers les hautes régions de l'atmosphère. Le mouvement ascensionnel ainsi produit donne lieu à un appel de l'air des deux côtés de l'équateur thermique ; deux nappes d'air rasent la surface du sol, se dirigeant des régions tempérées vers cette ligne.

Les vents de l'ouest sur le golfe de Guinée sont produits par l'appel du continent, réchauffé plus que la mer. Entre ces vents et les alizés, régnant au large, il se forme fréquemment des calmes. *Halley* donne aussi l'explication vraie des moussons en admettant qu'elles sont produites par le refroidissement du continent asiatique en hiver et son échauffement excessif en été. Enfin il démontre *à priori* l'existence des contre-alizés. Les masses aériennes amenées par les deux vents alizés ne pouvant point s'accumuler incessamment dans la région des calmes équatoriaux, s'élèvent en haut, puis elles doivent se diviser de nouveau en deux courants de retour qui s'écoulent en sens inverse dans les régions supérieures de l'atmosphère.

Dans les Phil. Transact. pour 1735, *Hadley* a prouvé le premier *l'influence de la rotation terrestre sur la direction des alizés*. Selon *Hadley*, ces vents doivent marcher du Nord au Sud sur l'hémisphère boréal et du S. au N. sur l'hémisphère austral, ou des deux côtés directement vers l'équateur. Mais pendant ce mouvement, l'air passe graduellement sur des parallèles dont les diamètres et par conséquent les vitesses vont en croissant. A cause de cela il semblera de plus en plus en retard sur la marche vers l'Est des régions qu'il traverse, et tout en progressant vers l'équateur il semblera se

transporter vers l'Ouest. Par conséquent la direction des alizés de l'hémisphère nord sera du N.-E. au S.-W. et celle des alizés de l'hémisphère sud du S.-E. au N.-W.

Pendant plus de cent années on n'a presque rien ajouté aux résultats trouvés par ces deux savants anglais. Nous ne pouvons suivre ici en détail toutes les recherches faites sur cette question au commencement du siècle actuel par les savants et les navigateurs. Nous nous bornons à rappeler ici les résultats généraux de ces études. Ainsi on a trouvé que la zone des calmes qui sépare les deux alizés du N.-E. et du S.-E. se déplace suivant les saisons avec la position du soleil, puisqu'elle occupe précisément les parages dont les couches atmosphériques sont le plus fortement échauffées par les rayons solaires, où par conséquent, se produit le mouvement vertical de l'air dilaté. Sur les océans, cette zone à température maximum est assez régulière, elle s'y déplace de quantités très faibles relativement à l'étendue de l'excursion annuelle du soleil. Dans l'intérieur des continents et dans le voisinage des côtes, au contraire, cette zone peut franchir de larges espaces. Cela est en particulier le cas dans les Indes orientales, où son déplacement annuel considérable produit les moussons. De même dans le voisinage des côtes, les extrêmes de chaleur régnant sur les continents entre les tropiques font dévier les alizés de leur direction. Les terres de l'Afrique occidentale sont à une température plus élevée que celle des mers environnantes. C'est pourquoi les alizés du N.-E. sont fortement déviés vers les côtes du Maroc et du Sahara ; dans ces parages la direction du vent est presque N.-S. Au contraire, près de l'Amérique, les alizés, connus à Carthagène sous le nom de *brisotes de Santa Martha* et dans le Golfe du Mexique sous celui de *las brizas pardas* sont renforcés par l'aspiration du continent et soufflent directement de l'E. à l'W. Quant aux alizés du S.-E., leur extension dans l'hémisphère nord produit le redressement des vents S.-E. vers le S. ou le S.-S.-W. lorsqu'ils ont franchi la ligne, car, en pénétrant sur des parallèles dont la vitesse vers l'Est est de moins en moins grande, ils prennent de l'avance sur ces parallèles dans le même sens de l'Est.

Comme nous l'avons dit plus haut, *Halley* déjà affirmait

qu'il faut nécessairement que les masses d'air apportées vers l'équateur par les alizés soient ramenées vers les pôles par des vents de retour.

L'existence de ces vents de retour ou *contre-alizés* est, comme on sait, bien établie. Dans la zone équatoriale les *contre-alizés* ne sont guère accessibles. Les vapeurs qui s'élèvent du volcan Cotopaxi pour monter dans l'espace à plusieurs centaines et même à plus de 2 000 mètres au-dessus du cratère, lui-même haut de 5 398 mètres, ne cessent de se diriger vers l'ouest. Au contraire on a observé aux Antilles que d'énormes quantités de cendres, provenant de grandes explosions volcaniques, obscurcissent le ciel sur des régions situées à l'est des volcans en éruption. Enfin on peut observer directement le vent de retour au pic de Teydes, dans l'île de Ténériffe, haut de 3 675 mètres seulement. Le phénomène a été étudié depuis longtemps par un grand nombre de savants parmi lesquels nous citerons : *Humboldt*, *Léopold de Buch*, *Glass* et *Piazzi Smyth*. D'après M. *Smyth*, c'est en moyenne à 2 740 mètres de hauteur verticale que se trouve le plan de séparation entre les deux fleuves aériens coulant en sens inverse. Entre le courant d'en haut du sud-ouest et celui d'en bas du nord-est, l'air est calme et le ciel sans nuages. Le changement des saisons amène un changement dans la hauteur de la zone intermédiaire. Des phénomènes analogues ont été observés par *Fouqué* sur les montagnes des Açores et par *Goodrich* et d'autres sur la cîme du volcan Mouna Loa dans l'île Hawai, l'une des îles Sandwich dans l'Océan Pacifique. Parvenu aux tropiques le contre-alizé supérieur s'abaisse jusqu'à la surface terrestre. Alors, selon *Dove*, une partie revient à l'équateur en alimentant les alizés, une autre partie continue sa route vers le pôle. Les vents du S.-E. à l'W. régnant au-dessus des mers de la zone tempérée de l'hémisphère nord, et ceux du N. au S.-W. de la zone tempérée de l'hémisphère sud, sont considérés par lui comme les prolongements à la surface de la mer des contre-alizés descendus dans les basses régions. Tandis que ce *courant équatorial* a le plus souvent la prépondérance sur l'Océan et sur les côtes occidentales des continents, en revanche un *courant polaire* est le plus fort sur les côtes orien-

tales et dans l'intérieur des continents. De cette manière nous avons, selon l'opinion de ce savant illustre, sur chaque hémisphère deux circulations atmosphériques. L'une, régulière et verticale, s'effectue entre l'équateur thermique et le tropique, l'autre du pôle à l'un des tropiques, est plus irrégulière et se produit presque horizontalement. D'ordinaire tout cet espace est partagé en vastes bandes obliques, composées de masses d'air coulant en sens inverses, les unes venant du pôle, les autres des régions équatoriales. Ces bandes se déplacent ; c'est tantôt le courant polaire, tantôt le courant équatorial qui domine en chaque lieu. Mais il existe toujours une compensation entre ces courants atmosphériques, et le vent neutralisé ou repoussé dans une partie de l'hémisphère ne tarde pas à se faire sentir sur un autre point.

Selon *Dove*, un changement du temps dans la zone tempérée dépend toujours de la lutte continuelle entre le *courant équatorial* et le *courant polaire*. La lutte s'engage tantôt sur un point, tantôt sur un autre, entre les deux fleuves aériens, et l'un d'eux finit par l'emporter après une période de résistance plus ou moins longue.

Les deux courants ont des caractères tout à fait opposés. Le courant polaire est froid et sec ; par conséquent il amène une hausse du baromètre. Le courant équatorial, au contraire, est chaud et humide et accompagné d'une basse pression.

Dove a démontré que dans l'hémisphère septentrional, la succession des vents s'accomplit d'ordinaire dans le sens du sud-ouest au nord-est par l'ouest et le nord, et du nord-est au sud-ouest par l'est et le sud, ou toujours suivant la marche du soleil. C'est sa *loi de giration* qu'on a longtemps considérée comme la loi fondamentale de la météorologie. Il a pris le soin d'énumérer un grand nombre d'observateurs, depuis *Salomon*, *Aristote* et *Pline* jusqu'à *Fitz-Roy*, *Dumont d'Urville* et *Wüllersdorff-Urbair*, qui depuis des siècles déjà avaient constaté ce phénomène, du reste parfaitement connu des marins depuis un temps immémorial.

When the wind veers aigainst the sun,
Trust it not, for back it will run !

dit un de leurs adages de navigation.

Dove démontre cette loi de giration de la manière suivante :

Sur l'hémisphère boréal un vent d'est deviendra peu à peu un vent du N.-E. et enfin de l'E. soit :

$A\ A_1\ A_2\ A_3$
$B\ B_1\ B_2\ B_3$
$C\ C_1\ C_2\ C_3$
$D\ D_1\ D_2\ D_3$

des points rangés de l'ouest à l'est le long des parallèles, $A\ A_1\ A_2\ A_3\ldots$ étant les plus septentrionaux, et supposons que l'air au-dessus de ces points commence à marcher vers le sud pour une cause quelconque. L'air au-dessus de $C\ C_1\ C_2\ C_3\ldots$ arrivera à $D\ D_3$ comme un vent du N., l'air du parallèle $B\ B_1\ B_2\ B_3$ dévié à droite par l'influence de la rotation terrestre y arrivera comme un vent du N.-E., l'air d'un parallèle plus septentrional $A\ A_1\ A_2\ A_3$, enfin sera observé à D, D_3 comme un vent de l'E. Par conséquent un observateur à chacune des stations D, $D_1\ D_2\ D_3$ verra la girouette indiquer successivement N., N.-E., E.

De même un vent du sud deviendra successivement vent de S.-W. et d'W.

Le courant polaire, devenu de cette manière un vent d'est, arrête le mouvement du nord au sud ; cependant il ne tarde pas à s'affaiblir, un état de repos s'établit, et, si l'appel vers l'équateur continue, il recommence à souffler du N. (1). Ainsi, pendant un régime prolongé du courant polaire, la girouette d'une station du N. va au N.-E. et à l'E., et après un calme, la même succession se répète. Si au contraire le courant équatorial règne, des vents du S., du sud-ouest et de l'ouest se succèdent. Après un laps de temps plus ou moins long, un courant équatorial va remplacer le courant polaire et vice-versa. Si un courant polaire devenu à peu près un vent d'est est attaqué par un courant équatorial soufflant du S., il en résultera un vent du S.-E. Dans le cas où le courant polaire sera vaincu ce vent du S.-E. ira bientôt

(1) Il est remarquable qu'on ait pu admettre pendant longtemps une idée aussi bizarre. Les deux forces, l'appel vers l'équateur et la déviation de l'est à l'ouest, agissant à la fois et continuellement sur une particule d'air, donneront évidemment une courbure régulière à sa trajectoire.

souffler du S. De la même manière, le courant équatorial devenu un vent de l'W. et attaqué par un vent du N., nous aurons un vent du N.-W. passant au N.; et enfin le courant polaire sera rétabli.

Or, sous les climats de la zone tempérée du nord, les vents se succèdent le plus fréquemment dans un ordre régulier de la manière suivante :

N., N.-E., E., S.-E., S., S.-W., W., N.-W., N.

Sous les climats tempérés du Sud, la rotation normale des courants aériens s'accomplit en sens inverse :

S., S.-E., E., N.-E., N., N.-W., W., S.-W., S.

ce qui est démontré de la même manière. Selon *Dove*, tous les changements ordinaires du temps en Europe s'expliquent par cette loi de giration.

A cause des caractères différents des deux courants opposés il suit que le courant équatorial, qui est chaud et humide, commence dans les hautes régions de l'atmosphère. Le premier signe de son approche, c'est la condensation de son humidité sous forme de nuages supérieurs, Cirrus ou Cirro-Stratus, flottant à une hauteur considérable. Peu à peu le baromètre baisse, la température s'élève, l'humidité augmente, et enfin la pluie ou la neige commencent à tomber. Au contraire, le courant polaire, froid et sec, et par conséquent plus lourd, commence par attaquer le courant équatorial par en bas. Le baromètre monte, la température baisse, l'humidité diminue et le ciel se découvre. Le poids spécifique du courant polaire, étant le plus grand, le changement se produit alors plus vite que dans le cas précédent. En général, le baromètre monte avec une plus grande vitesse qu'il ne baisse. Cela arrive surtout en hiver.

Dove remarque encore que graduellement la vitesse du courant polaire diminue et celle du courant opposé augmente. En effet, les méridiens terrestres divergent vers l'équateur et convergent vers les pôles, d'où il suit que le courant polaire en s'avançant vers le sud s'élargit, tandis que le courant équatorial se réduit.

Quant à la pluie, *Dove* en distingue trois espèces : 1° celle du courant ascendant : 2° la précipitation au sein même du courant équatorial refroidi à des latitudes plus hautes ; et 3° les pluies de la transition (Niederschlage des Ueberganges), ou la condensation produite au contact ou par le mélange des deux courants. Enfin les courants d'air en contact avec le sol seront moins déviés que les courants supérieurs plus libres ; et la déviation à droite sur l'hémisphère nord sera ainsi plus grande au fur et à mesure qu'on s'élève dans l'air. Comme preuve il cite les observations sur la marche des nuages faites à Makerstown en Écosse par *Broun*. En effet *Broun* a trouvé les directions moyennes suivantes : pour le vent W. 21° S, nuages inférieurs W, 7° S., Cirro-Stratus W. 2° N. et des Cirrus W. 9° N.

On peut résumer les conclusions de *Dove* de la manière suivante.

Tous les courants aériens ont pour origine une différence de température. Dans la journée la surface solide d'une île s'échauffe plus vite que celle des eaux ; au-dessus du sol, l'air, de plus en plus léger, montera en haut et sera remplacé à mesure par de l'air des régions marines environnantes ; c'est la *brise de mer*. La nuit, un phénomène inverse a lieu, l'île se refroidira plus vite que la mer, et la *brise de terre* se formera. Considérons ces phénomènes sur une plus grande échelle : les grandes masses terrestres du continent asiatique, plus chaudes en été, plus froides en hiver que la surface de l'Océan Indien, produisent un effet analogue. Les brises de mer et de terre vont devenir les *moussons*. Enfin, nous comprendrons de la même manière pourquoi la planète étant sans cesse échauffée sous les tropiques et refroidies aux pôles, deux courants atmosphériques doivent s'établir, l'un poussant l'air refroidi vers l'équateur, l'autre ramenant l'air chaud vers les pôles. Dans la région des tropiques, ces deux courants sont nettement superposés l'un à l'autre sans se mélanger ; le courant inférieur s'appelle les *vents alizés*, le supérieur, les *contre-alizés*. Dans les zones des climats tempérés, le vent chaud, le *courant équatorial*, et le vent froid, le *courant polaire*, sont au contraire constamment en conflit. La prédo-

minance successive de ces vents détermine complètement l'état du temps. On a vu comment le vent du sud tend à tourner vers l'ouest, et celui du nord vers l'est. Il n'y a que ces deux vents principaux, dont l'un, chaud et humide et accompagné d'une basse pression, oscille entre le sud et l'ouest, tandis que l'autre, froid et sec et amenant une hausse barométrique, oscille entre le nord et l'est. Lorsque le courant polaire va succéder au courant équatorial, le vent se porte du sud-ouest à l'ouest, puis passe du côté du nord. Le courant polaire règne pendant quelque temps, devient de plus en plus orienta ; de l'est le vent regagne le sud, et la même série de phénomènes se reproduit. Telle est en peu de mots la théorie célèbre de *Dove*, qui a dominé depuis longtemps dans le monde scientifique de l'Europe.

D'un autre côté, M. *F. Maury*, prenant comme point de départ ses magnifiques travaux sur la fréquence des vents et les routes maritimes, est arrivé à des résultats à peu près analogues. Il admet comme une loi générale résultant des observations : une zone de calmes aux environs de l'équateur ; des alizés ou vents polaires, affluant du nord et du sud vers l'équateur dans les régions tropicales ; des zones de calmes ou de brises variables au nord et au sud, vers les parallèles de 30° ; des contre-alizés ou vents équatoriaux, c'est-à-dire soufflant vers les pôles, au-dessus de ces zones de calmes et jusqu'aux parallèles de 60° ou 70°. A cause du rétrécissement des méridiens le courant équatorial est obligé à monter en haut en tournant ; ensuite il retourne comme courant polaire supérieur pour descendre vers la surface terrestre dans les calmes tropicaux et alimenter les alizés. *Maury* donne dans son livre : « *The Physical Geography of the Sea* » le diagramme ci-dessous (fig. 1). Selon lui chaque masse d'air oscille continuellement d'un pôle à l'autre ; sortant du pôle nord elle devient successivement courant polaire supérieur, alizé du N.-E., contre-alizé supérieur du N.-W. et courant équatorial. Dans le voisinage du pôle austral l'air monte de nouveau pour retourner comme courant polaire supérieur, alizé du S.-E., contre-alizé supérieur du S.-E. et courant équa-

torial. Les deux courants supérieurs, le courant polaire et le contre-alizé supérieur se rencontrent au-dessus des calmes tropicaux. Là ils produisent une accumulation d'air avec une haute pression barométrique qui règne sur ces parages. Mais, chose étrange, les deux courants, en descendant vers la surface terrestre, s'entrecroisent sans se mélanger et continuent leur route en alimentant, l'un les alizés, l'autre le courant équa-

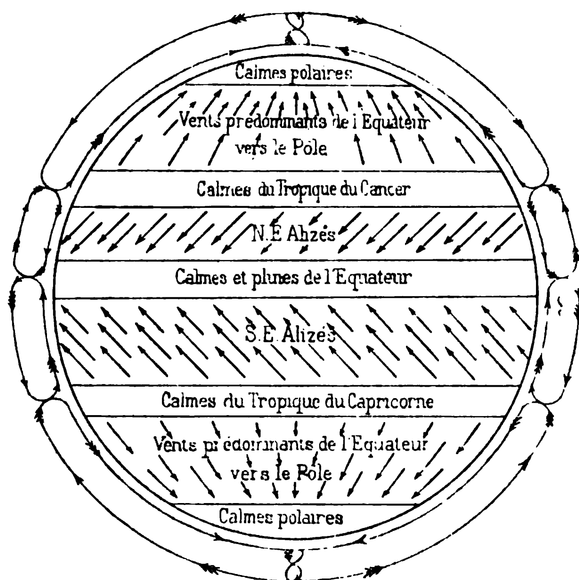


Fig. 1.

Diagramme de la circulation théorique de l'atmosphère d'après Maury.

torial. De même au-dessus de l'équateur thermique les deux alizés, devenus de plus en plus chauds et humides, montent en haut et s'entrecroisent de nouveau sans mélange quelconque. L'alizé du S.-E. continue sa route dans les régions supérieures de l'atmosphère comme contre-alizé supérieur de l'hémisphère nord. *Maury* a fait de grands efforts pour élucider comment deux courants aériens peuvent s'entrecroiser sans mélange. Nous ne suivrons pas plus loin le célèbre navigateur qui a tant contribué et à la science et à la navigation dans

ses recherches théoriques qui ont toujours laissé bien des doutes dans les esprits des météorologistes. Mais, malgré cela, les idées sur la circulation atmosphérique de *Maury* ont été pendant longtemps adoptées par les marins et un grand nombre de savants en Amérique.

Nous avons vu comment *Dove* a expliqué le changement régulier du temps par la rencontre des deux grands courants dans le cas où l'un deux coule à peu près le long d'un méridien et l'autre, dévié par la rotation terrestre, le long d'un parallèle. Cependant il est évident que les deux courants

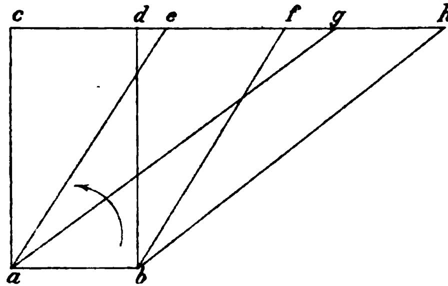


Fig. 2.

se rencontrent souvent autrement. Alors nous aurons une tempête ou une *perturbation* atmosphérique plus ou moins grave. Dans son œuvre principale « *Das Gesetz der Stürma* » (Loi des tempêtes), *Dove* distingue quatre espèces de tempêtes :

1° Les cyclones tropicaux ;

2° Les tempêtes nées aux limites polaires des alizés ;

3° Les tempêtes produites par l'opposition directe du courant polaire au courant équatorial « Staustürme », et enfin

4° Les tempêtes produites entre deux courants parallèles et opposés.

Dove explique le mouvement tournant des cyclones tropicaux de la manière suivante (fig. 2) :

Soit *a b* une ligne de molécules d'air douée d'un mouvement progressif de l'équateur vers le nord. A cause de la rotation terrestre ces molécules dévient vers l'est. Ainsi après un cer-

tain temps elles arriveront non pas à *c d* mais à *g h*. Mais s'il arrive qu'une masse d'air en repos, ou plutôt un vent du N.-E., s'oppose à cette déviation vers l'Est, le point *b* sera repoussé et forcé d'aller dans la direction *b f*.

Dans ce cas il est évident que le point *a* ne suivra pas la ligne *a e*. En effet, si un courant rencontre sous un angle oblique un obstacle quelconque, par exemple un quai, il se forme des tourbillons qui se propagent en même temps parallèlement au quai. Or, il faut dans le cas qui nous occupe que la masse d'air se mette en rotation dans un sens inverse des aiguilles d'une montre et que le tourbillon ainsi formé se meuve dans la direction *b f*. Par conséquent, si pour une cause quelconque une masse d'air, provenant ou du contre-alizé supérieur, abaissé trop tôt vers la surface terrestre, ou de l'alizé de l'hémisphère sud ayant traversé la ligne, rencontre l'alizé du N.-E. de l'Atlantique à peu près à angle droit, il se formera une tempête tournante qui doit se diriger vers le N.-W., c'est-à-dire vers les Antilles. Arrivée à la limite boréale de l'alizé, vers la Floride, la pression du côté N.-E. cesse brusquement; le tourbillon entre dans le régime des vents du S.-W., il s'élargit peu à peu et se dissipe ordinairement avant d'arriver jusqu'à l'Europe. De la même manière *Dove* prouve que la rotation des cyclones de l'hémisphère sud doit s'effectuer dans le sens de la marche des aiguilles d'une montre, et qu'ils se meuvent aussi dans la zone des alizés du N.-E. au S.-W., puis arrivés à la limite polaire des alizés, ils tournent brusquement vers le S.-E. en suivant les vents dominant du N.-W. Nous discuterons de plus près ses recherches sur les tempêtes tropicales dans le chapitre prochain.

La deuxième catégorie de tempêtes comprend celles qui naissent à la frontière nord de l'alizé. Cette catégorie ne se distingue de la troisième, les *Staustürme*, que par le lieu et le temps. La deuxième catégorie renferme les tempêtes de la Méditerranée, les *Staustürme* sont les tempêtes ordinaires d'hiver de la zone tempérée. Quand l'alizé supérieur descend à la limite nord des alizés il n'y a plus un vent constant du N.-E. et ordinairement un tourbillon ne se forme pas. Les tempêtes qui prennent naissance dans la zone tempérée sont

dues le plus souvent à la rencontre des courants polaires et équatoriaux qui, au lieu de se traverser ou de se superposer en couches parallèles, entrent directement en lutte. Lorsque l'une de ces grandes masses d'air refuse en quelque sorte le passage à l'autre, il se produit une grande accumulation d'air, et le baromètre monte très haut. Alors une température élevée et des pluies abondantes sont voisines d'une zone où le froid est intense. Un brouillard épais marque la ligne de séparation. Au fur et à mesure que le courant polaire recule, le froid cesse et la température monte rapidement. Mais le courant polaire ne cède que lentement, il reprend de la force étant de plus en plus comprimé, tandis que les rangs de son adversaire s'éclaircissent par la précipitation de la vapeur d'eau. Tout à coup le courant polaire fait une attaque irrésistible, le courant opposé est rejeté et une couche de neige s'étend du nord au sud et couvre bientôt tout le champ de bataille.

Pendant cette lutte il se forme çà et là des tourbillons, souvent d'une intensité très grande, mais *Dove* les considère comme des phénomènes tout à fait locaux. De ce genre fut selon lui le célèbre « *Royal Charter-Storm* » du 25-26 octobre 1859, décrit par l'Amiral *Fitz Roy*. « Cette tempête », dit-il, « fut à un tel degré un phénomène tout à fait local que le baromètre, qui indiqua une pression très faible sur le canal de Saint-George, marqua en même temps dans la Prusse orientale une pression bien au-dessus de la moyenne. La tempête du 1er novembre suivant fut un phénomène beaucoup plus grandiose; le minimum barométrique étant d'une étendue considérable sur l'Allemagne le 1er et sur la Prusse orientale le 2. Le maximum suivant au 11 novembre donne une hauteur barométrique qu'on n'observe que rarement; cependant il fut surpassé par le maximum du 10 décembre. Ces variations qui ont eu lieu pendant si peu de temps ont été produites par les grandes différences thermiques qui existaient à ce temps sur des régions voisines. » Il donne un tableau contenant, pour un grand nombre de stations, les moyennes barométriques de l'année 1859 en lignes parisiennes et les écarts du 21 octobre, des 1er et 11 novembre et du 10 décembre. Nous donnons ici un petit extrait de ce grand tableau.

Stations	Moyenne	21 Octobre	1er Novemb.	11 Novemb.	10 Décemb.
Memel.	336 41	— 9.72	— 11.83	+ 8.62	+ 12.01
Stettin.	337.30	— 10.95	— 12 17	+ 10.07	+ 11.72
Kiel	336.56	— 10.05	— 13 33	+ 10 56	+ 12.33
Berlin	335.59	— 9.99	— 11.12	+ 9.84	+ 10.65
Cologne	333.72	— 9.49	— 10.06	+ 8.98	+ 8.83
Vienne.	330.31	— 9.28	— 8.08	+ 7.78	+ 7.78
Budapest	333.50	— 6.32	— 6.11	+ 7.13	+ 5.90
Copenhague . . .	334 01	— 7 93	— 10.81	+ 11.15	+ 11.68
Stockholm	334.05	— 10.00	— 10.70	+ 8.22	+ 11.85
Haparanda	335.47	— 5.88	— 9.38	+ 4.04	+ 7.21
Groëningues . . .	———	— 9.18	— 13.17	+ 10 20	+ 11.29
St-Pétersbourg . .	337.00	— 8.33	— 11.71	+ 6.42	+ 11.28
Orenburg	335.51	— 6.19	+ 3.85	— 1.47	+ 9.63
Nertschinsk	313.50	— 1 22	+ 1.42	+ 2.38	+ 2.12

On voit que le courant équatorial a régné sur toute l'Europe du 21 octobre au 1er novembre et le courant polaire au 11 novembre et au 10 décembre. C'est la lutte entre ces courants qui a produit les tempêtes formidables de cet automne.

Le « *Stausturm* » le plus typique c'était la tempête qui a sévi sur l'Europe le 23-29 janvier 1850, accompagnée de la plus terrible chute de neige, qui ait eu lieu depuis le commencement du siècle actuel. En Suède seulement des centaines de personnes succombaient, le 29 janvier, dans la neige. Ces phénomènes atmosphériques ont été discutés et par *Dove* et, selon la même méthode, par *Siljeström*, en Suède. Voici les principaux résultats de leurs travaux. Vers la fin du mois en question un courant polaire avec un froid excessif et une forte pression barométrique régnait sur toute l'Europe. La température descendait le 22 et le 23 à des degrés extrêmement bas au dessous de zéro. On a observé alors les degrés (Réaumur) suivants : Vienne — 20.4; Bromberg — 29.3; Constantinople — 12 ; Cæsarea — 14.4; Symphéropol — 20 ; Crimée — 14. Le sud de l'Italie, les îles de la Méditerranée et Tripoli même en Afrique étaient couverts de neige. Le froid était le plus intense sur les parties orientales de l'Allemagne et de l'Autriche.

En même temps le baromètre indiqua les excès de pression suivants en lignes parisiennes : Bromberg + 9,38, Vienne + 9,37, Königsberg + 9,96, Cracovie + 9,12, Berlin + 8,69, Copenhague + 7,91, Cologne + 6,81, Paris + 6,38, Cherbourg + 6,07, Lon-

dres + 6,16, Dublin + 5,84, Bruxelles 6,87, Marseille + 6,88, Bordeaux + 5,44, Milan + 7,84, Naples + 5,37, Stockholm + 3,16, Saint-Pétersbourg + 4,32, Ekaterinenbourg + 1,77, Nertschinsk — 3,13, Peking — 1,88. En même temps un courant équatorial accompagné d'une baisse considérable de la pression de l'air et d'une température très élevée régnait sur les États-Unis et jusqu'au Groenland.

Déjà le 22, un courant équatorial commence à descendre sur les sommets des Alpes. Tandis que la température à Heiligenstadt était — 22° R. le thermomètre au sommet de Brocken (3518 pieds) indique — 10°,5, à Klagenfurt (1356 pieds) le thermomètre à minima donne — 22°,5, à Sagritz (3520) — 14 et à Obir (5100) — 14°,5. Mais ce courant équatorial descend, rencontre en face le courant polaire soufflant du N.-E., et une lutte terrible s'engage. A Vienne, par exemple, le baromètre monte jusqu'à midi le 22; à ce moment on observe 336‴,38, et la température pendant la nuit suivante baisse à — 20°4. Le 23 la température monte rapidement et la pression de l'air diminue continuellement. En même temps le vent du N.-E. tourne au N.-W. avec une chute de neige colossale, qui continue jusqu'au matin le 24, belle journée ou le dégel devint définitif. A 11 heures du soir, le 23, la chute de neige fut accompagnée d'un orage. Peu à peu le champ de bataille se transporta vers le nord, le courant polaire reculant peu à peu. Enfin la bataille décisive a lieu en Suède le 29. Au matin le vent du N.-E. cède la place au S.-W. et en même temps la température monte en quelques heures de — 18°,4 à + 2°,4 à Mariestad, de — 18°,8 à + 1°,2 à Lilla-Edet.

Mais le courant polaire fait un dernier effort. Une condensation énorme a lieu et la quantité de neige tombée en quelques heures dépasse tout ce qu'on n'avait jamais vu jusqu'alors. Le soir de la même journée, la température baisse de nouveau. On observe — 10°4 à Mariestad, et le jour suivant — 13°5 à Lilla-Edet.

Mais les forces du courant polaire sont épuisées. Il doit reculer de nouveau, et le 6 février la pression est extrêmement faible sur toute l'Europe. Les écarts barométriques sont les suivants :

Christiania — 20,21, Copenhague — 17,81, Berlin — 14,13, Dantzig — 14,17, Stockholm — 13,70, Bruxelles — 12,94, Varsovie — 11,67, Londres — 10,25, Saint-Pétersbourg — 10,77, Versailles — 9,40, Naples — 9,14, Cherbourg — 7,05, Bordeaux - 3,56, Barnaul — 0,73, Nertchinsk - 6,93. En même temps la température est partout très élevée.

Le courant polaire, chassé ainsi de l'Europe, a gagné la bataille en Amérique. Le 6 février il règne sur toute la région des Etats-Unis. C'est le jour le plus froid et celui de la plus forte pression de toute l'année à Providence.

La dernière espèce de tempêtes comprend celles qui naissent entre deux courants parallèles et opposés. Supposons que le courant équatorial règne sur l'Europe et le courant polaire à l'ouest sur l'Atlantique ou sur l'Amérique, à cause de sa vitesse toujours croissante, le premier sera, selon l'opinion de *Dove*, dévié à droite par la rotation terrestre plus vite que le second, dont la vitesse diminue peu à peu. Ainsi les deux masses d'air auront une tendance à se séparer, un minimum de pression se formera entre elles dans lequel le courant polaire doit se précipiter comme un vent du N.-W. Le plus grand nombre des tempêtes qui sévissent sur les côtes nord-ouest de l'Europe sont de cette espèce. Nos tempêtes commencent en général du S.-W. et finissent du N.-W. et souvent les deux courants sont séparés par un calme de courte durée.

La situation est moins dangereuse si le courant polaire se trouve à l'est du courant équatorial. Alors ce dernier courant aura une tendance à pénétrer dans le courant polaire. Mais celui-ci, étant en général le plus pesant, aura une résistance trop grande, et dans le sein même du courant équatorial il se formera des remous ou des petits tourbillons en général de peu d'importance.

Le commandant de la marine suédoise, *B. Lilliehöök*, a étudié la tempête du 5 novembre 1864. Il trouva qu'au matin de ce jour un vent du sud-ouest (le courant équatorial) régnait sur la Baltique et un vent du nord-est sur la Suède. Entre ces deux courants opposés un tourbillon avec une baisse barométrique considérable se trouve avec son centre près de Vestervik, sur la côte est de la Suède.

Pendant le cours de la journée tout le système se transporta vers l'est. A 2 heures du soir le centre de la dépression était situé dans les parages de l'île Gohtland, et à 9 heures du soir vers la côte de Russie. Nous reproduisons ici la carte pour 9 heures du matin (fig. 3).

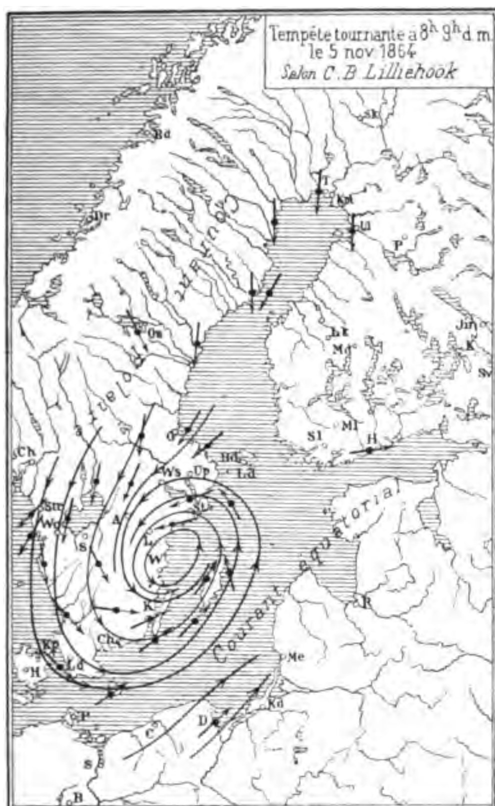


Fig. 3. — Vents du 5 novembre 1864, le matin.

Nous avons brièvement esquissé les célèbres théories des tempêtes de *Dove*. Grâce à l'autorité éminente et bien méritée de son auteur, ces théories, en somme mal fondées, ont été pourtant longtemps presque unanimement acceptées des météorologistes de toute l'Europe. Par ses recherches longues et pénibles et par ses découvertes brillantes dans le domaine

vaste de la climatologie, *Dove* sera toujours considéré à juste titre comme un des savants les plus distingués du siècle actuel. Mais il a commis la faute d'employer pour étudier les phénomènes sans cesse changeants des perturbations atmosphériques, les mêmes méthodes d'investigation dont il s'était servi avec tant de succès dans ses études climatologiques. Il est évident que ni les moyennes de cinq jours, dont il s'est servi ordinairement pour étudier ce qu'il appelait « les variations non périodiques », ni les moyennes diurnes n'ont suffi pour de telles recherches. C'est seulement par la méthode *synoptique* qu'on a réussi à préciser l'étude de ces phénomènes compliqués et à trouver les lois générales qui les régissent.

CHAPITRE II

Premières recherches sur les tempêtes tropicales.
« Théorie circulaire. »

Depuis l'époque des grandes découvertes géographiques faites par mer on a connu ces violentes tempêtes appelées Ouragans aux Antilles et Typhons dans les parages de l'Océan indien et de la mer de Chine.

Le célèbre voyageur *Dampier*, qui avait essuyé un Typhon près de l'île de Saint-Jean, sur les côtes chinoises, en juillet 1687, en fait la description suivante (1) : « Nous appareil-
» lames donc et remimes en Mer. Nous eûmes toute la nuit
» suivante fort peu de vent ; mais le lendemain, qui était
» le 4 de juillet, environ les 4 heures après-midi, le vent se
» renforça et devint Nord-Est : Le ciel parut extrêmement
» sombre, et il se leva tout-à-coup des nuages noirs qui
» avoient été toute la matinée sur notre horizon. Cela nous
» obligea d'oter nos perroquets. Le vent grossissant toujours
» nous accourcimes sur les neuf heures notre grande voile et
» notre voile d'avant. A 10 heures nous ferlames notre voile
» d'avant, et ne portames pour nous soutenir que la grande
» voile et la Misène. A 11 heures nous ferlames notre grande
» voile, et amarrames notre Misène tout le long de la vergue.
» La pluye alors commença, et à minuit le vent devint extrê-
» mement grand, et la pluye tombait comme si on l'avait
» jettée au travers d'un crible. Il fit des éclairs et des ton-
» nerres prodigieux, et la mer nous paraissoit toute en feu,

(1) Guillaume Dampier, *Voyage autour du monde*, traduit de l'anglais, t. II, p. 89. Amsterdam, 1701-1705, et Rouen, chez Robert Machuel, 1723.

» car chaque vague nous paraissoit comme un éclair. La violence » du vent rendit incontinent la mer prodigieusement haute. » Les vagues étaient coupées, et commençaient à se briser » sous notre quille. Un coup de mer emporta la galerie de » notre proue, et une de nos ancres. Quoiqu'elle fût bien » attachée elle ne laissa pas d'être enlevée, et comme elle » batoit contre le vaisseau, elle y pensa faire un trou. Nous » revirames de bord pour reprendre notre ancre, et n'osames » ensuite reprendre le vent de peur de couler à fond, car il » est également dangereux durant des tempêtes de cette violence » de quitter le vent ou de le reprendre. L'orage continua de la » même fureur jusqu'à quatre heures du matin, que nous » coupames les attaches de deux canots que nous tirions » après nous. A quatre heures passées le tonnerre et la pluye » diminuèrent, et nous vimes alors le *Corpussant* au haut » de notre grand Mât, tout au haut de l'endroit où s'amarre » le pavillon..... Nous nous abandonnames ainsi au vent et » à la Mer depuis deux heures du matin jusques à sept. Le » vent étant alors beaucoup diminué, nous remimes notre » Misène, reprimes le vent, et fimes route avec notre Misène » jusqu'à onze heures que nous eumes un fort grand calme » qui dura environ deux heures. Le Ciel étoit fort noir et fort » hideux, et surtout du côté du Sud-Oüest : Et comme nous » n'avions point de vent, notre vaisseau rouloit comme une » coquille d'œuf. Environ une heure après-midi, le vent se » leva au Sud-Oüest qui étoit le côté d'où nous l'attendions. » Nous ferlames notre Misène, et mimes notre navire au vent. » Mais nous ne l'eumes pas plutôt fait que l'orage revint, et » la pluye recommença. Elle ne fut pas si violente que la nuit » précédente ; mais le vent ne fut pas moins impétueux qu'il » l'avait été, et il dura jusqu'à dix à onze heures du soir. » Durant tout ce tems-là nous nous abandonnames au vent, et » nous fimes bien du chemin quoi que nous ne portassions » point de voiles. Le vent diminua peu à peu, et avant que le » jour fut venu nous n'eumes qu'un fort petit vent, et le tems » demeura clair et serrain ».

Cette description de *Dampier* est typique. La tempête commence toujours d'un côté et sa fureur augmente pendant quel-

ques heures, accompagnée d'une pluie battante. Tout d'un coup le vent et la pluie cessent à la fois ; il règne pendant une heure environ un calme plat avec une mer affreuse. Enfin la tempête recommence du côté opposé avec des rafales terribles pour diminuer peu à peu. Cela a donné depuis longtemps aux navigateurs l'impression que la tempête affectait la forme d'un *tourbillon* de vent autour d'une région calme. Déjà *Dampier* considérait les Ouragans et les Typhons comme de grands tourbillons.

« Les Typhons », dit-il, (1) « sont une espèce de violens » Tourbillons, qui règnent sur les côtes de Tonquin, aux mois » de Juillet, d'Août et de Septembre. Ils viennent ordinaire- » ment lorsque la Lune change, ou devient pleine, et sont » presque toujours précedez par un tems beau, clair et serein, » accompagné de vents doux et moderez. Ces petits vents » sautent du point ordinaire, en ce temps de l'année, qui est » ici Sud-Ouest, et tournent au Nord et Nord-Est. Avant que » ces Tourbillons viennent, il parait une grosse nuée au Nord- » Est, qui est fort noire auprès de l'horizon, mais vers la » partie supérieure, elle est d'une couleur rougeâtre foncée : » plus haut encore, elle est plus brillante, et ensuite jusques » à ses extrémitez elle est pâle, et d'une couleur blanchâtre » qui éblouit les yeux. Cette nuée est affreuse à voir et » effraïante ; on la voit quelquefois douze heures avant que le » Tourbillon vienne. Lorsqu'elle commence à se mouvoir avec » rapidité, vous povez attendre à coup sûr, que le vent souflera » d'abord. Il se leve avec impetuosité, et soufle au Nord-Est, » d'une manière terrible, douze heures durant plus ou moins. » Il est aussi accompagné de terribles coups de tonnerre, avec » de gros et fréquents éclairs, et une pluie extraordinairement » violente. Lorsque le vent commence à s'abâtre, la pluie » cesse aussi tout à coup, et le calme succède, cela dure ainsi » une heure plus ou moins ; alors le vent tournant à peu près » au Sud-Ouest, il soufle avec autant de violence de ce côté-la » et aussi long-tems qu'il a souflé du Nord-Est. » Déjà en 1650, *Varenius* a considéré les ouragans comme des *tourbillons*

(1) L. c. T III, p. 51. Amsterdam, 1701-1705.

violents dans son livre Geographia naturalis, Lib. I, cap. 21.

En 1698 le capitaine *Langford* a communiqué à la Société Royale de Londres un mémoire intéressant (1) sur les ouragans des Antilles. Il avait observé dans ces parages cinq ouragans en 1657, 1658, 1660, 1665 et 1667. Il avait constaté chaque fois que ces météores étaient toujours précédés de certains signes, bien connus des naturels. Avant le commencement de la tempête le temps est calme avec un ciel inquiétant, un soleil rouge, des halos autour du soleil ou de la lune, un banc de nuages noirs et menaçants. Quelquefois, immédiatement avant l'ouragan, un vent frais de l'ouest, opposé à l'alizé, s'élève et continue pendant une ou deux heures. Dans l'ouragan le vent commence du nord ou du N.-E., et finit au sud-est, le changement de direction étant précédé d'un intervalle de calme plat. Jusqu'alors les navires étaient toujours restés dans les ports pendant un ouragan, « quoique un navire se tenant à l'ancre » n'ait jamais échappé, mais ait été toujours jeté sur la terre. »

Ayant constaté plusieurs jours d'avance l'arrivée probable de l'ouragan qui a dévasté l'île Nevis le 19 août 1667, il conseilla au contraire à l'escadre anglaise d'appareiller et *fuir vers le sud avec la tempête du nord pour revenir plus tard avec le vent opposé.* Ainsi le capitaine *Langford* a le premier proposé une règle pour la navigation dans un ouragan. Il fut obéi. A 4 heures du matin l'ouragan éclata du nord et toute l'escadre fuyait vers le sud, quatre ou cinq jours plus tard, tous les bâtiments étaient revenus sains et saufs à l'ancrage, tandis que l'île infortunée avait été entièrement dévastée, les maisons en grande partie renversées, les forêts déracinées et les récoltes détruites.

Le capitaine *Langford* donne aussi dans son remarquable mémoire le premier essai d'une théorie des ouragans. Il est bien connu qu'il fait toujours beau temps dans ces parages quand le soleil s'approche vers le zénith. Au contraire, quand il retourne vers le sud les vents entre l'ouest et le nord « retenus par la force du soleil » sont déchaînés. Ces vents et

(1) Captain Langford's, observations of his own Experience upon Huricanes, and their prognosticks. Phil. Trans. 1692, p. 407.

l'alizé se rencontrant en venant des rhumbs opposés, il se forme des *tourbillons violents*, les ouragans. Cependant il n'a pas directement constaté le mouvement de translation de ces tourbillons.

Pendant le siècle suivant et au commencement du siècle actuel, les descriptions des tourbillons se multiplient. Presque tous ont considéré les ouragans et les typhons comme des *grands tourbillons violents*, entre autres sir *Gilbert Blane*, colonel *James Capper*, *Horsburgh*, *Romme*, *Farrar*, *E. Mitchell* et *Bardenfleth*.

C'est *Dove*, en 1828 (1), et presque à la même époque *Redfield* qui ont les premiers fait des recherches plus précises sur les cyclones.

L'idée que *Dove* s'était faite des variations atmosphériques moyennes était, comme nous l'avons vu, qu'elles devaient leur origine à la lutte de deux courants qui se déplaçaient alternativement l'un l'autre au-dessus du lieu d'observation. Conséquemment un minimum barométrique doit être un phénomène produit par le courant qui vient du sud ; si on l'observe à plusieurs stations simultanément, il représente le courant venant du sud lui-même ; considéré localement il paraît comme le passage d'une tempête dans le minimum de la rose des vents. Si deux minima ont lieu en même temps, ce peut être un cyclone marchant dans la direction du courant venant du sud, c'est-à-dire du S.-W. vers le N.-E. Pour établir ce système, il a examiné les minima du 24 décembre 1821 et du 2 février 1823. Premièrement il a constaté que la température a été beaucoup au-dessus de la moyenne à toutes les stations à la partie nord-ouest de l'Europe, d'où il conclut que le courant équatorial régna à ces occasions. Puis il montre que la pression la plus basse s'est propagée dans la direction même de ce courant selon une ligne qui n'était pas située exactement au milieu du courant équatorial, et que les minima devenaient moins profonds à partir de cette ligne vers les deux bords du courant équatorial. Enfin il prouve qu'à chaque

(1) Ueber barometrische Minima, Ann. de Poggendorf, T. XIII, 1828, p. 596.

station le changement du vent a été E. — S. — S.-W. avant et S.-W. — W. — N.-W. après le passage du minimum barométrique. Ainsi le courant équatorial a entraîné un grand tourbillon, dont la trajectoire est donnée par la ligne parcourue par la pression la plus basse. Nous reproduisons ici la figure qu'il donne pour représenter la marche du minimum du 24 décembre 1821, qui s'est propagée de Brest à Lindesnaes au sud de la Norvège (fig. 4). Les directions du vent, ou plutôt celle du courant équatorial, sont figurées par des flèches barbelées et les *changements* de direction du vent par des flèches pleines

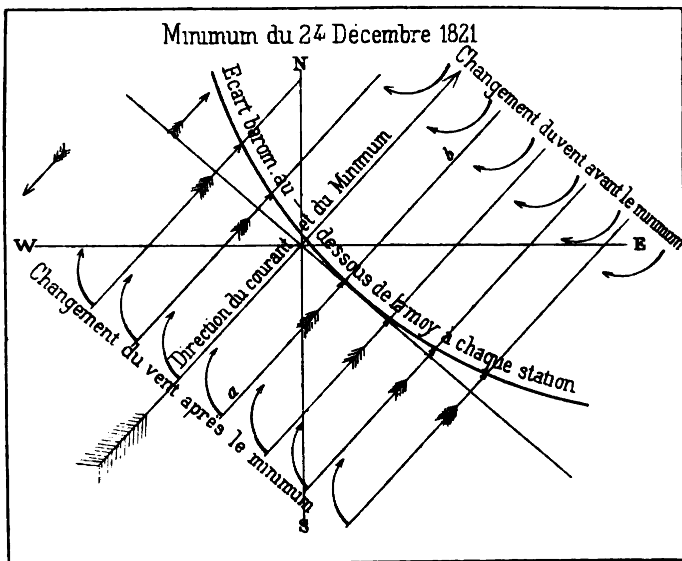


Fig. 4.

et courbées. Avant la production du minimum, le changement du vent à toutes les stations situées le long d'une ligne perpendiculaire à la route de la tempête était du S.-E. vers le S.-W. ; au moment du minimum le vent était S.-W. ; après le minimum la rotation du vent était du S.-W. au N.-W. Dans l'angle nord-ouest de la figure, une flèche dirigée du N.-E. au S.-W. donne « la direction probable du courant dans l'Amérique du Nord. » « Si nous remplaçons ces flèches, dit-il, par des tangentes au cercle, nous obtenons au côté droit le S.-W. avant le mini-

mum et le N.-E. après, ce qui indique un cyclone tournant dans une direction S. — E. — N. — W., en sens inverse de la marche des aiguilles d'une montre ».

Il observe en même temps que dans la plupart des ouragans de l'hémisphère sud, il faut que la rotation du tourbillon de vent soit dans une direction contraire à celle qu'on observe dans l'hémisphère nord, vu que le changement du vent se fait en chaque point au sud de l'équateur dans un sens opposé à celui qu'on observe chez nous pendant le passage d'un minimum.

Comme on le voit cette représentation laisse beaucoup à désirer. Les changements du vent aux stations situées à gauche de la trajectoire du centre ou de la ligne *a b* ne sont pas corrects. Cependant *Dove* a été pendant longtemps considéré, à cause de ce mémoire, comme celui qui aurait le premier prouvé que les tempêtes tropicales sont des grands *tourbillons en mouvement.*

Les recherches de l'ingénieur hydrographe américain, *William C. Redfield*, sur les tempêtes tropicales, sont réellement fondamentales. Son premier mémoire : *Remarks on the prevailing storms of the Atlantic Coast of the North American States* (1) fut le fruit de dix ans de travaux. Chaque fois qu'un ouragan avait sévi sur les Antilles ou sur les parages des Etats-Unis il se procurait toutes les observations, faites sur terre ou sur mer pendant la tempête, qu'il pouvait obtenir. Depuis il a tracé sur des cartes les observations simultanées des directions du vent, et de cette manière il a obtenu pour chaque tempête une série de cartes synoptiques. En plaçant sur ces cartes une plaque transparente sur laquelle il avait tracé des cercles concentriques il trouva qu'il était toujours possible de placer la plaque sur la carte, de manière que les vents coïncidassent sensiblement avec les tangentes aux cercles. Or, *le cyclone est constitué par une masse d'air considérable animée d'un mouvement de rotation rapide en sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre. Au centre il y a un calme central.*

(1) American Journal of Science and Art. Vol. XX, 1831.

En plaçant la plaque sur la carte suivante il constata que *le tourbillon s'était déplacé* dans un certain sens avec une vitesse plus ou moins grande.

Redfield a continué ces recherches et il en a publié les résultats dans plusieurs mémoires de la plus haute importance (1).

Il a constaté le premier que les cyclones prennent naissance entre l'équateur et les tropiques. Une fois formés, ils vont presque toujours en s'éloignant de l'équateur. Dans notre hémisphère, ils marchent d'abord vers l'ouest en se relevant un peu vers le nord, jusqu'à ce qu'ils aient atteint la latitude de 30° environ ou la limite septentrionale des alizés de N.-E. Arrivés à ce point, leur trajectoire est dirigée du sud au nord ; elle s'infléchit ensuite vers l'est en continuant à remonter vers le pôle. En même temps le diamètre augmente considérablement et l'intensité diminue de plus en plus. Ils franchissent les limites des régions tropicales et pénètrent quelquefois jusque sur l'Europe.

Dans son livre « *On three several Hurricanes* », *etc.*, de 1846, *Redfield* a discuté plusieurs phénomènes accompagnant le passage d'un ouragan. Nous donnons ici une planche (fig. 5) tirée de ce mémoire comme spécimen des cartes synoptiques de *Redfield*. Elle représente le célèbre « Cuba Hurricane » des 6 et 7 octobre 1844. Les cartes sont établies pour 3^h, 6^h, 9^h et 12^h A. M. et P. M., nous donnons celle du commencement et de la fin du 6 octobre.

En première ligne il a étudié la baisse considérable du baromètre qui accompagne toujours les cyclones. En effet, l'avertissement le plus sûr est celui que fournit le baromètre. Dans la zone torride, où, d'ordinaire, il n'a que de très faibles fluctuations d'une parfaite régularité, une baisse du baromètre irrégulière, même très petite, prouve qu'il y a, à une certaine distance, une perturbation atmosphérique souvent très grave. Au voisinage du centre, la baisse est de 4 à 5^{mm} par heure et même quelquefois davantage, c'est-à-dire une baisse si considérable qu'on n'en observe jamais de telle dans les zones

(1) Voyez American Journal, vol. XXV, 1833; XXXI, 1835; XXXV, 1839; XLII, 1842, et un livre intitulé : *On three several Hurricanes of the Atlantic*, etc., New Haven, 1846.

tempérées. *Redfield* admet que la *force centrifuge*, causée par la rotation du cyclone, est la *cause principale de la baisse barométrique*. Il prouve par une comparaison des observations barométriques, *réduites au niveau de la mer*, et faites sur une vaste étendue, que la pression de l'air est au-dessus de la moyenne dans une zone autour du cyclone, d'où il conclut qu'à une certaine hauteur l'air est jeté en dehors et va s'accumuler au-dessus de l'air environnant.

Dans un paragraphe sur la « *Vortical Inclination of the Storm-Wind* », *Redfield* a prouvé que le vent a une inclinaison *en dedans vers le centre* (1). « Une telle inclinaison, dit-il, est plus ou moins apparente d'après les directions des flèches sur les différentes cartes (voyez fig. 5), auxquelles les cercles concentriques nous donnent un moyen de comparer justement la direction générale du vent avec les vents observés aux différentes stations. En certaines portions du cyclone les cartes font voir que la convergence en dedans dépasse, dans certaines occasions, deux « rhumbs du compas ». Après la remarque que cela arrive surtout dans le voisinage de la terre, il ajoute : « Il paraît qu'on peut estimer cette convergence tourbillonnaire (vorticose convergence) en moyenne pour toute la tempête (de Cuba) pendant trois jours consécutifs à 5° — 10° »........ « Cette inclinaison semble nous donner une mesure de la quantité d'air et de vapeur d'eau qui est soulevée en haut par le mouvement tourbillonnaire du cyclone ». Il remarque aussi que les lambeaux de Nb, appelés *scuds* (Fracto-Nimbus) ne présentent pas cette inclinaison en dedans et que leurs directions diffèrent de la direction du vent à la surface terrestre, la différence dépassant souvent 1 — 2 rhumbs. Un vent du N.-N.-E. p. e. est accompagné d'une marche des « scuds » du N.-E. Il pense qu'on peut estimer la hauteur de ces « scuds » de 500 à 2500 pieds.

Redfield pense aussi que l'axe du tourbillon est doué quelquefois d'une oscillation semblable à celle d'une toupie. Ainsi le bout inférieur de l'axe décrirait sur la surface terrestre une trace cycloïde, ce qui serait la cause des bouffées ou rafales de

(1) L. c. p. 85.

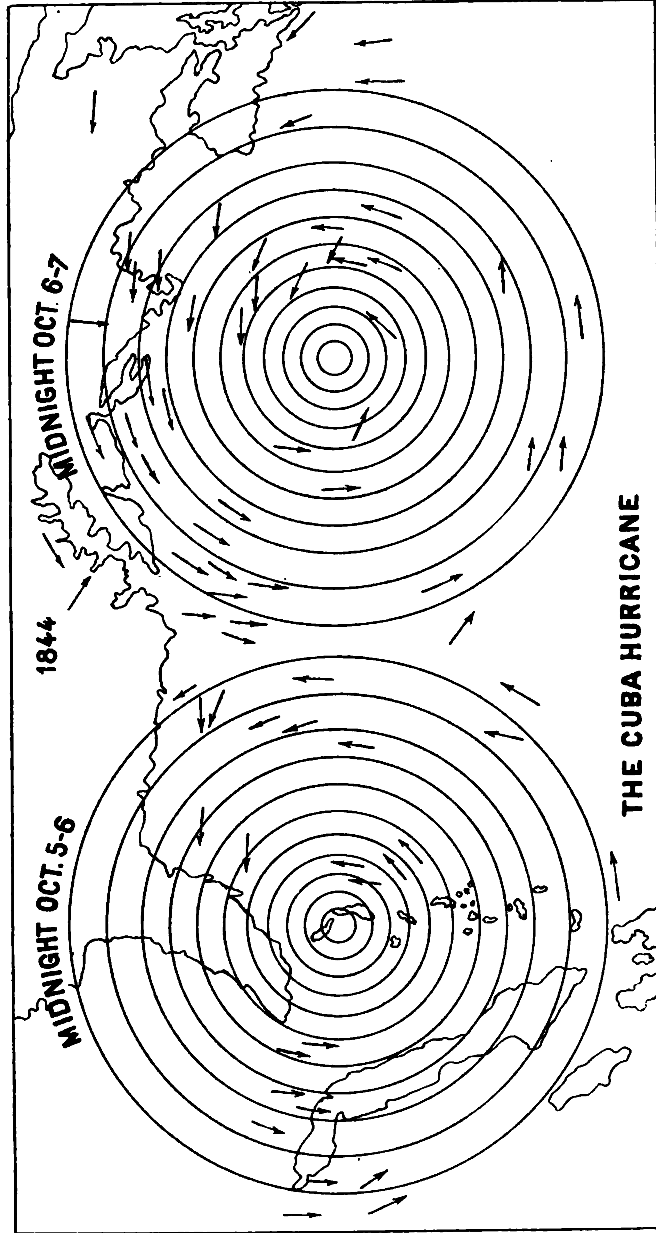


Fig. 5.

rhumbs variables accompagnées de calmes qu'on a rencontrées quelquefois près du calme central.

Enfin, *Redfield* discute la hauteur du disque tournant de l'air. Il remarque qu'on observe toujours, au-dessus des Nimbus et des « scuds » amenant la pluie, une couche de nuages plus hauts dont le mouvement est presque toujours du S. ou de l'W. dans les parages des Etats-Unis, et cette couche, dont il a estimé la hauteur à *un mille anglais* (1852^{m}), serait la limite supérieure du tourbillon.

Redfield était suivi dans ces recherches par le colonel anglais *Reid*, qui a commencé ses études sur les cyclones en 1838 et son œuvre la plus connue est « *The Progress of the development of the Law of Storms, and of the variable Winds* », publié à Londres en plusieurs éditions. *Reid* a confirmé les résultats trouvés par *Redfield* par de nombreuses études de cyclones non-seulement aux Antilles, mais aussi de ceux qui ont sévi sur l'Océan Indien, dans les parages de Maurice et de la Réunion. Pour ces derniers, il a constaté que le sens de la rotation est inverse de celui qu'on observe dans l'hémisphère boréal, fait prévu par *Redfield* (fig. 6). Il a constaté aussi la forme parabolique de leurs trajectoires disposées symétriquement des deux côtés de l'équateur. *Reid* a donné le premier aux marins les règles pour éviter les cyclones, ou, s'ils ont été entraînés dans l'un d'eux, les règles pour la navigation dans ces cas périlleux. Sans entrer dans les détails nautiques, nous en citons seulement les règles suivantes. Dès que le baromètre se met à baisser d'une manière progressive, le navire doit réduire ses voiles, ou « mettre à la cape ». Si le vent conserve sa direction pendant qu'il augmente d'intensité, on se trouve *sur la ligne du centre*, il faut *fuir vent arrière* pour pénétrer dans le demi-cercle gauche du disque tournant, ce qui est le demi-cercle maniable, où le mouvement de rotation et celui de translation sont opposés. Un navire dans le *demi-cercle maniable doit fuir grand largue tribord amures.* Dans cette situation le bâtiment suit la ligne qui l'éloigne le plus directement de la région dangereuse. La manœuvre est beaucoup plus difficile lorsqu'on est sur le côté droit, ou dans le demi-cercle dangereux. L'allure grand largue ou vent arrière

porterait le navire droit sur la ligne du centre, ou ferait suivre au navire une route parallèle à celle de l'ouragan, ce qui prolongerait le danger. Il faut alors faire route *au plus près, toujours tribord amures.* C'est sous cette allure que la direction des lames est la plus défavorable, puisqu'on les reçoit par le travers ; mais c'est la seule qui éloigne du centre dangereux. Ainsi, pour fuir le centre dans l'hémisphère nord, il faut toujours présenter au vent la hanche droite du navire ou porter tribord amures suivant le langage des marins.

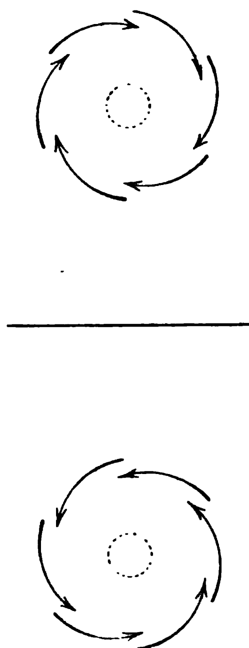


Fig. 6, représentant la marche du vent dans un cyclone sur chaque hémisphère.

Dans l'hémisphère sud, au contraire, où le sens de la rotation est renversé, il faut présenter au vent la hanche gauche, ou porter bâbord amures. En tout cas il faut éviter le calme central. C'est là que la mer est la plus affreuse. Elle est soulevée en masses pyramidales et le bâtiment est le plus souvent brisé ou renversé par les vagues énormes.

En 1847, *Reid* a organisé *le premier système d'avertisse-*

ments pour informer en temps utile le port de Carlisle Bay aux Barbades, où il était stationné. Un baromètre enregistreur était placé à Bridgetown et aussitôt qu'il baissait d'une manière extraordinaire le chef du port était averti. Alors une boule était hissée immédiatement sur un mât, pour signifier : « Prenez garde ! Le baromètre baisse ».

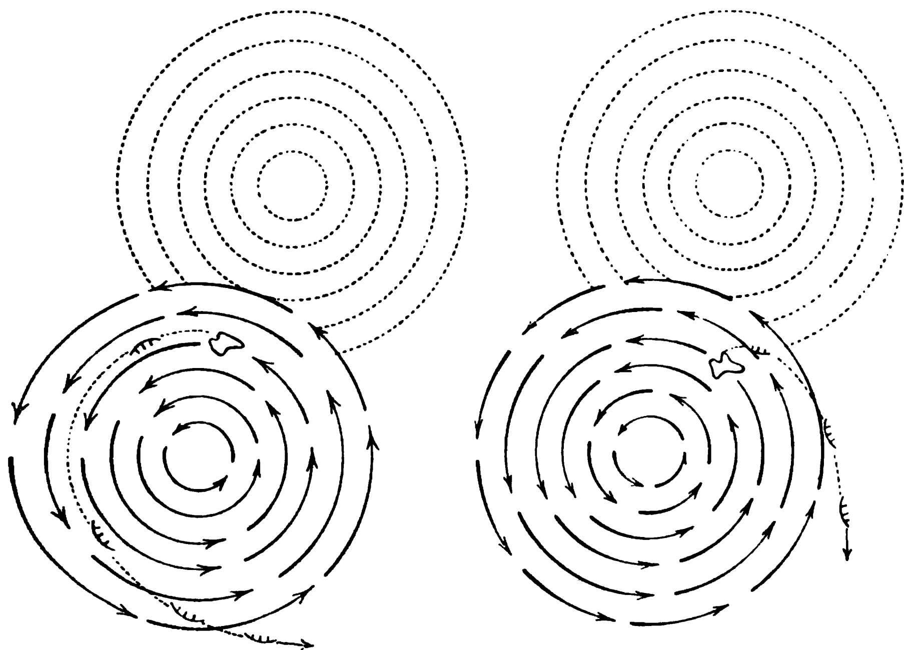


Fig. 7.

Si la baisse continuait on hissait une seconde boule. Quand le temps était devenu menaçant, on faisait graduellement descendre les boules jusqu'à mi-mât, où elles restaient jusqu'à la première hausse du baromètre. Alors elles étaient hissées de nouveau graduellement jusqu'au sommet. Lorsque la colonne barométrique était montée de 0,2 pouce, l'une des boules était retirée et la première restait jusqu'à la fin de l'ouragan.

Par une note officielle les capitaines des bâtiments furent invités à quitter le port aussitôt que possible après les premières indications de la route probable de l'ouragan.

Si le vent changeait du N.-E. vers l'E.-N.-E., le port devait se trouver dans le demi-cercle dangereux, mais s'il changeait du N. vers le N.-N.-W., dans le demi-cercle maniable. La note contenait les figures ci-jointes, indiquant comment on devait manœuvrer, en chaque cas (fig. 7). On dit que M. *Bousquet* a employé les mêmes figures dans son œuvre « *Lois des Tempêtes* », p. 68, mais renversées pour servir aux navigateurs de l'Océan Indien, et qu'il a proposé d'établir à Maurice et à Bourbon un service de prévision pareil à celui des Barbades.

En 1838, *Reid* a invité les directeurs de la East India Company à organiser une étude des cyclones sur les mers autour de l'Inde.

Des instructions furent envoyées au Gouverneur-Général de l'Inde et tous les employés civils et militaires de la Compagnie furent chargés de faire des observations selon ces instructions et d'envoyer les résultats à *Piddington*, à Calcutta, qui devait les étudier.

Ce service réussit complètement. Déjà, en 1839, *Piddington* publiait son premier mémoire : *Hurricane in the Bay of Bengal, June 1839*. Il fut suivi de plus de 40 mémoires, dont la plupart furent publiés dans le *Journal of the Asiatic Society of Bengal* pendant plus de 15 années. Enfin il a réuni les résultats de ces observations dans un livre célèbre : *The Sailors Horn Book for the Laws of storms in all parts of the world*. (Le Corne-Livre du marin contenant les lois des tempêtes dans toutes les parties du monde). Ce livre, réédité un grand nombre de fois, a été, jusqu'à présent, le code normal des marins de toute nation en tout ce qui regarde les tempêtes et les manœuvres à faire pour y échapper. Ancien marin lui-même, *Piddington* a su exposer ses résultats d'une manière très pratique.

Ainsi le livre est intitulé « Horn-Book » (Corne-Livre) parce qu'on y trouve, dans des poches pratiquées dans la reliure, deux plaques de corne transparente sur lesquelles sont gravées des figures représentant un cyclone de chaque hémisphère (fig. 8).

Le navigateur, en plaçant cette plaque sur la carte de

manière que le vent observé coïncide avec la place qu'occupe le bâtiment, voit immédiatement dans quelle direction se trouve le centre, et, en connaissant la direction moyenne de la trajectoire sur la partie de la mer où il se trouve, il voit aussitôt le changement du vent qu'il va subir.

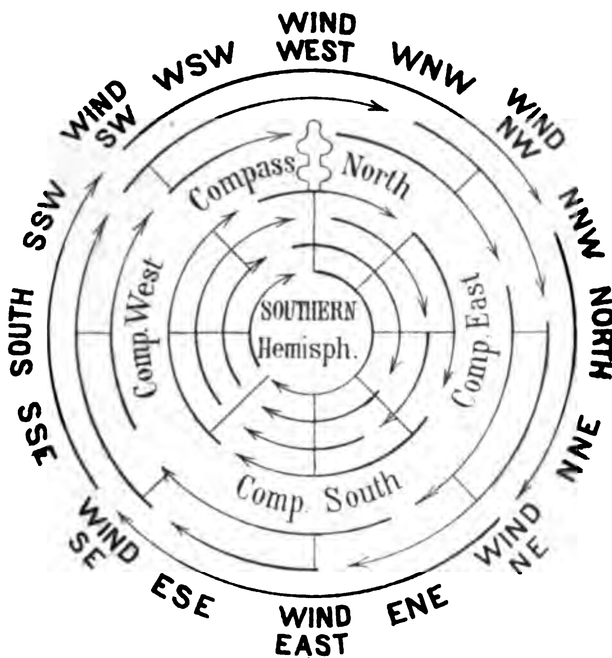


Fig. 8.

Si, par exemple, il se trouve au nord de la Réunion et si le vent fraîchit du S.-E. avec une baisse de la pression de l'air de plus en plus rapide, il voit qu'il se trouve au sud-ouest du centre, qui marche probablement vers le W.-S-.W. Evidemment il se trouve alors dans le demi-cercle dangereux ; il va venir très près du centre et le vent changera du S.-E. par l'E. et le N.-E. pour finir du N.

Cependant, *Piddington* insiste sur ce que le mouvement circulaire du vent autour du centre n'est qu'une première approximation. Par une étude approfondie d'un grand nombre de cyclones il prouve que le vent a une inclinaison en dedans

et que l'air se meut par conséquent *en spirales* vers le centre.

Cela est prouvé aussi, selon lui, par le fait que, dans le calme central, le navire est en général envahi par des quantités d'oiseaux de mer et de terre, des papillons, des guêpes, des abeilles, etc. Tous ces animaux ont donc été conduits par les vents convergents vers le centre, d'où ils ne peuvent pas sortir. Il insiste sur ce qu'une étude de cette convergence des vents est de la plus haute importance pour la navigation, et il ne donne les règles pour manœuvrer dans les cyclones supposés circulaires qu'à titre provisoire.

Pour estimer la distance du centre, il donne une relation entre la baisse barométrique par heure et la distance du centre. Nous remplaçons ici ses données par les relations en mesures françaises données vingt années plus tard par *Bridet* (1). Suivant *Bridet*, un navire qui se trouve sur la ligne de parcours du cyclone peut s'estimer à 24 heures de distance du centre quand le baromètre baisse de 0.3mm par heure : à 18 heures, s'il baisse de 0.6mm ; à 12 heures, s'il baisse d'un millimètre ; à 9 heures, s'il baisse de 1.5mm ; à 6 heures, s'il baisse de 2mm ; à 3 heures, s'il baisse de 3mm. Au voisinage du centre la baisse est de 4 à 5mm et même quelquefois davantage. Cette progression dans la baisse moyenne n'est plus valable pour un navire qui se trouverait à une certaine distance de la ligne du parcours ; elle ne pourrait plus alors servir à déterminer la distance approximative du centre.

Il est évident que ces remarques n'ont pas une valeur absolue, mais représentent seulement la moyenne des observations dont disposait *Bridet* à cette époque ; nous verrons plus tard que les gradients sont assez différents, suivant les cyclones et que la vitesse de translation des centres de basse pression influe beaucoup sur la rapidité de la variation du baromètre en un lieu donné.

Piddington donne aussi un tableau indiquant le nombre de cyclones qu'on avait notés jusqu'alors chaque mois en différentes contrées. Nous remplaçons ce tableau par le suivant donné par M. *Mohn* dans sa « *Météorologie* », 3e édition, 1883.

(1) Etude sur les ouragans de l'hémisphère austral. Saint-Denis, 1861.

	JANVIER	FÉVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DÉCEMBRE	TOTAL
Océan Atlantique Nord de 1493-1855	5	7	11	6	5	10	42	96	80	69	17	7	355
Océan Indien Nord	1	2	4	9	14	6	3	5	11	17	11	5	88
Mer de Chine (1780-1845)	»	»	»	»	»	2	5	5	18	10	6	»	46
Océan Indien Sud (1809-1848)	9	13	10	8	4	»	»	»	1	1	4	3	53
Maurice (1820-44)	9	15	15	8	»	»	»	»	»	»	»	6	53

Dans les deux hémisphères les cyclones apparaissent pendant les mois les plus chauds de l'année. Il est à remarquer que, dans le nord de l'Océan Indien, 53 des 88 cyclones enregistrés correspondent à la période de juin à novembre, et que deux maxima marquent les époques du changement des moussons.

Parmi les travaux fondamentaux il faut noter aussi ceux de *Thom* (1) et de *Keller* (2). *Thom* était médecin dans un régiment anglais et a séjourné pendant longtemps et à Maurice, et dans l'Inde; ses recherches sur les ouragans de l'Océan Indien furent imprimées sur la demande de plusieurs officiers de marine. Les auteurs qui nous occupent ont exprimé des opinions sur la formation des cyclones. L'ingénieur hydrographe *Keller* s'est occupé, un des premiers, de ce sujet en France, voici le résumé de ses recherches : Les ouragans prennent naissance à la rencontre des moussons opposées dirigées vers le maximum thermal. Les vents variables qu'on observe au maximum thermal résultent du mouvement giratoire inverse imprimé par les courants nord et sud aspirés par le mouvement ascendant de l'air. Le lieu d'ascension de l'air se déplace

(1) An inquiry into the nature and course of storms in the Indian ocean south of the equator. London. 1845. 351 pages.

(2) Des ouragans, tornados, typhons et tempêtes. — Annales maritimes, 1847.

avec la déclinaison du soleil. Quand le déplacement s'opère sans entraves, le mouvement giratoire imprimé à l'air de la région de calme est représenté par des vents variables de faible intensité ; mais si, par suite de l'inégale distribution des terres et des mers, ou par d'autres causes, le point d'appel des moussons opposées persiste dans une certaine position au-delà du temps assigné par le déplacement du soleil, plus cette persistance sera longue, plus le changement de position sera brusque et considérable quand les forces régulières l'emporteront sur les forces perturbatrices, et la détente des forces régulières n'ayant pu s'opérer progressivement par le mouvement giratoire de faible intensité des vents variables, cette détente s'opérera brusquement, la masse d'air retardée se précipitera avec impétuosité vers son nouveau point d'appel, et le couple résultant de la déviation des moussons opposées fera tourbillonner avec furie la masse d'air intermédiaire.

Au nord de l'équateur, chaque trombe atmosphérique sera mise en mouvement par un couple de deux forces, dont l'une, au sud, sera dirigée vers le N.-E. ; l'autre, au nord, dirigée vers le S.-W. Il est évident, d'après cela, que le mouvement de rotation aura lieu de droite à gauche, c'est-à-dire dans le sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre. Ce sera l'inverse dans l'hémisphère sud.

Le mouvement de translation est attribué par *Keller* à la marche du tourbillon entraîné par les courants généraux. Suivant lui « la masse d'air qui vient de l'équateur dans l'hémisphère nord, par exemple, et dont l'arrêt par le vent alizé forme le tourbillon, a une tendance à s'avancer vers le nord, ou, à cause du mouvement de la terre, au N.-E. Les alizés l'arrêtent et l'entraînent avec eux vers l'ouest. Ces vents ont une composante sud, et retardent par conséquent la marche du tourbillon vers le nord, jusqu'au moment où il atteint leur limite polaire ; alors les courants généraux de sud-ouest l'entraînent vers le N.-E., c'est-à-dire dans sa direction naturelle, et sa vitesse de translation augmente ».

Les idées de *Thom* (1) sont plus précises encore. Consi-

(1) L. c. Section VI, p. 167.

dérant qu'un mouvement tourbillonnaire d'une masse d'air ne peut pas continuer longtemps après que le « primum mobile » a cessé d'agir, il faut que la cause qui met l'air en mouvement soit de nature à continuer d'agir pendant tout le temps que dure le cyclone. Pour les cyclones de l'Océan Indien, qu'il a étudiés spécialement, il trouve une telle cause dans les deux courants dominants : l'alizé du S.-E. et la mousson de N.-W. Aux parages de Java, où naissent les cyclones, ces deux grands courants se trouvent tous les deux à la surface de la mer. La distance qui les sépare est de 100-200 milles. Mais dès le commencement le diamètre d'un cyclone est de 400-600 milles. Il s'ensuit que le cyclone avec son corps s'étend des deux côtés dans les courants opposés. Donc, il semble probable que ce sont ces courants opposés qui ont mis l'air intermédiaire en rotation et qui entretiennent cette rotation une fois formée, à peu près de la manière indiquée par la figure (voir fig. 9).

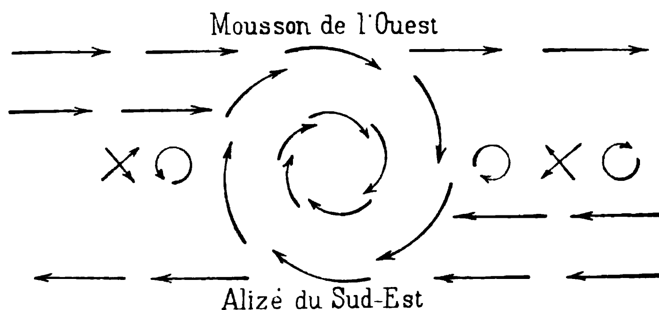


Fig 9.

Le tourbillon formé est conduit dans la direction de la résultante des courants entre lesquels il naquit. L'alizé change peu à peu du S.-E. à l'E. dans la partie ouest de l'Océan Indien et, à une certaine hauteur, la mousson du N.-W. devient presque N. Or, la résultante est dirigée vers le S.-W., et c'est dans cette direction que marchent les cyclones de cette mer, direction variable selon les forces relatives des deux courants.

La hauteur des cyclones dépasse, selon *Thom*, 5000 pieds,

car ils ont passé au-dessus de montagnes de cette hauteur. A une certaine distance de l'équateur la partie inférieure est attaquée par l'alizé et la partie supérieure par la mousson. Il semble que cela devrait causer la dissipation rapide du tourbillon. Mais cela n'arrive pas, selon *Thom*, parce que le cyclone consiste en une colonne d'air douée à la fois d'une rotation et d'un *mouvement ascendant* très rapide. En effet, à cause de la force centrifuge de la colonne mise en rotation, l'air dans l'intérieur est raréfié, et à cause de cela monte vers le haut. Ainsi l'air entre par en bas, ce qui est visible par la convergence des vents à la surface terrestre, monte en tournant rapidement et est rejeté en dehors au sommet du cyclone.

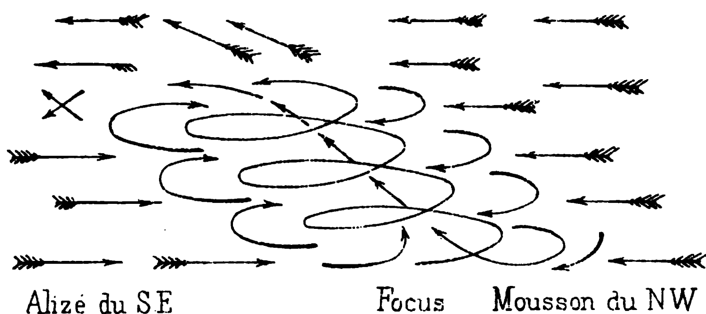


Fig. 10.

Thom a remarqué aussi que le centre de rotation à la surface terrestre, le « focus » comme il dit, n'est pas en général situé exactement au centre géométrique de la surface agitée par l'ouragan. Cela dépend, dit-il, de l'inclinaison de l'axe ordinairement en avant ou dans le sens du courant supérieur. Il donne dans la fig. 10 une esquisse des mouvements différents, dans et autour d'un cyclone.

Après 1850, le nombre de mémoires sur les cyclones tropicaux, contenant des traités généraux ou des monographies, devient très grand. Mais pendant longtemps on a augmenté relativement peu les connaissances auxquelles étaient arrivés les auteurs dont nous venons de parler. D'autre part, chose singulière, on n'a pas continué les recherches sur l'inclinaison du vent vers le centre recommandées si fortement par *Piddington*.

Au contraire, grâce en grande partie aux plaques de corne de Piddington, qui avaient, comme ses règles pour les manœuvres, obtenu une réputation et une confiance absolues chez les marins, le mouvement circulaire du vent devient presque un dogme.

Cependant M. *Meldrum*, directeur de l'Observatoire de Maurice, qui a étudié pendant 40 ans à peu près les cyclones de l'Océan Indien et donné au port de cette île les avertissements de l'approche et de la route probable de ces météores, a commencé déjà, en 1860, à discuter cette question. Plusieurs mémoires ont été publiés par lui, par le capitaine *Douglas Wales* et par M. *Clare Bernard*, depuis lors, dans les « Proceedings » de la Société météorologique de Maurice.

M. *Meldrum* a fait paraître aussi un mémoire sur la forme des cyclones dans les publications de l'Institut météorologique de Londres (1). Il a prouvé par des cartes synoptiques que les vents se meuvent en *spirales* en dedans vers le centre; ce résultat est de la plus grande importance pratique. La perte d'un grand nombre de bâtiments au centre ou près du centre du cyclone, alors qu'ils suivaient la règle qui dit de fuir vent arrière pour passer devant le centre dans le demi-cercle maniable, fixa surtout l'attention de M. *Meldrum*.

En effet, les cyclones marchant dans ces parages vers le S.-W., commencent avec un vent du S.-E. Si le vent se meut en cercle autour du centre, il faut qu'avec un vent du S.-E. le centre soit vers le N.-E. Donc il faut fuir vent arrière vers le N.-W. Mais le vent, en réalité, se meut en spirale, et par conséquent avec un vent de S.-E. le centre se trouve plutôt vers le N.-W. Or, les navires infortunés seront conduits par le vent directement vers le centre.

Le nombre de navires qui ont dû périr de cette manière est très grand, et M. *Meldrum* a pu évaluer les pertes causées par une règle fausse à des sommes considérables, sans compter les pertes plus terribles encore d'un grand nombre de vies humaines.

(1) Note of the forme of cyclones in the southern Indian Ocean. London, 1873. — Voyez aussi : W. H. Rosser : The Law of storms considered practically. London, 1876. P. 59. — Bridet. Sur les ouragans de l'hémisphère austral. Saint Denis, 1861. Etude sur les ouragans. Paris, 1869.

Nous n'entrerons pas ici dans plus de détails. Nous reprendrons cette question dans un chapitre suivant, en traitant de la distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques. Là nous aurons occasion d'exposer les résultats importants relatifs aux cyclones tropicaux trouvés plus tard par les recherches détaillées faites dans l'Inde, à Manille, à La Havane, etc.

Nous passons à présent à la théorie opposée, dite actuellement « *la théorie centripète.* » Nous verrons que ses partisans ont fini aussi par admettre le mouvement en spirale.

CHAPITRE III

Recherches anciennes sur les tempêtes des zones tempérées. Théories centripètes de Brandes, Espy et Loomis.

Il y a loin de la conception d'une idée à sa réalisation. C'est là une vérité qui est démontrée à chacune des grandes étapes du genre humain sur la route de la vérité. Elle est prouvée aussi par l'histoire de la question qui nous occupe.

Avant que la relation entre la pression barométrique et la direction du vent eût été formulée par la loi fondamentale de *Buys Ballot* et que les premières cartes synoptiques fussent dessinées à l'Observatoire de Paris, il y avait eu de longues et pénibles recherches faites dans la même direction par des savants isolés. Les résultats trouvés par eux s'accordent d'une manière surprenante avec ceux qui ont été acceptés 20 ou 30 ans plus tard comme des découvertes nouvelles. Mais sous les attaques énergiques de *Dove*, — dont l'autorité fut du reste bien méritée par ses recherches brillantes et fondamentales dans le domaine de la climatologie, — ces pionniers de la météorologie dynamique n'ont pas pu gagner du terrain dans le monde scientifique de l'Europe.

Il y a surtout trois savants à considérer ici : *Brandes* en Allemagne, *Espy* et *Loomis* en Amérique.

H. W. Brandes a écrit deux traités sur la météorologie dynamique : Beiträge zur Witterungskunde (Contributions à la Météorologie), Leipzig 1820, et Dissertatio physica de repentinis variationibus in pressione atmosphæræ observatis (Dissertation physique sur les variations rapides de la pression de l'air)., Thèses. Leipzig, 1826. Dans le premier, un gros livre de 411 pages, il étudie le temps de chaque jour en Europe

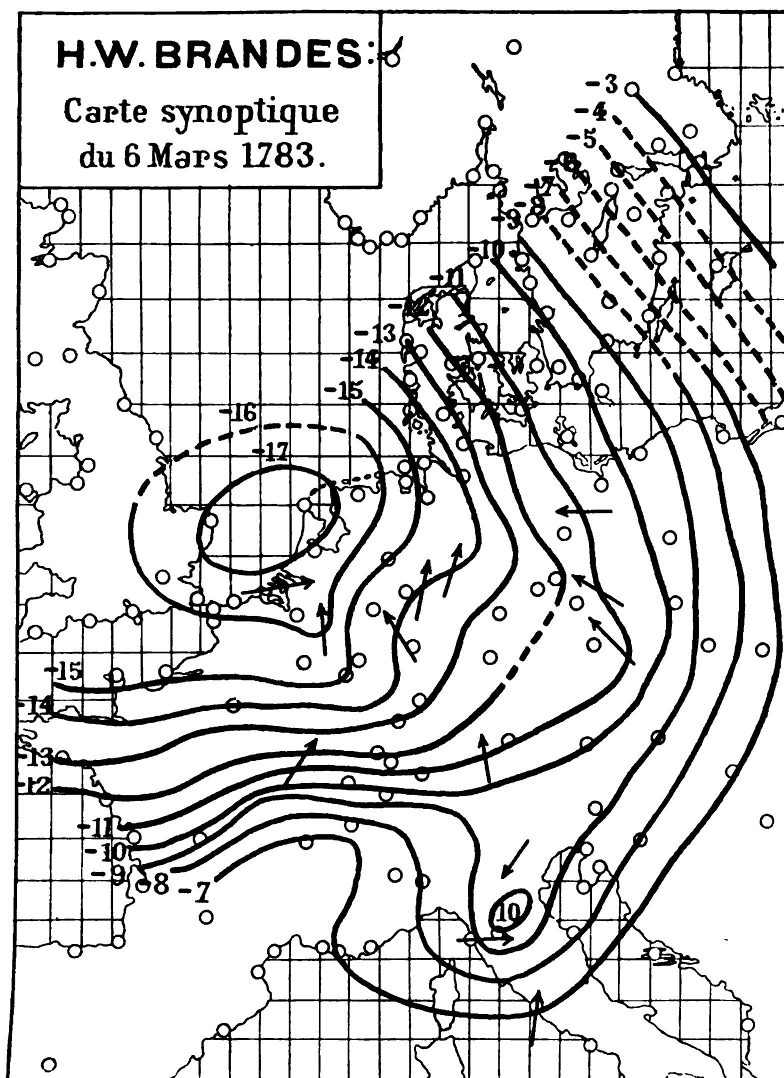
pendant toute l'année 1783 en se servant des collections d'observations publiées pour cette année-là dans les *Mannheimer Ephemeriden* et de celles publiées par *Cotte*. L'ouvrage est suivi de plusieurs diagrammes contenant les courbes de la température pour toute l'année, tracées d'après les observations faites à une dizaine de stations entre St-Pétersbourg et Mafra au nord de Lisbonne, et de quelques planches représentant les formes des nuages. Dans le texte il donne, et la distribution des aires d'une température au-dessus ou au-dessous de la moyenne, et pour chaque station l'écart en + ou en — de la pression de l'air par rapport à la pression normale de la station ; enfin il constate qu'il existe toujours une relation intime entre la direction du vent et les « lignes d'égal écart. » (Abweichung).

Malheureusement, il n'a pas publié de spécimens de ces cartes synoptiques, mais il donne souvent dans le texte ou dans des notes des nombres suffisants pour qu'on puisse reconstituer la carte du jour en question. Nous prenons pour exemple le 6 mars 1783. Les écarts barométriques en ligne Par. étaient les suivants : Amsterdam et Franeker — 17, Dunkerque — 16 2/3, Middlebourg (Hollande) — 16 1/2, Lyndon (Rutland, England) — 16, Laon — 15 3/4, Cambrai — 15 1/2, Metz — 15, Saint-Malo — 14, Montmorency — 14 1/2, Bruxelles — 14, Hagenau (Alsace) — 14, Düsseldorf — 14, Goettingue — 14, Mannheim — 13 3/4, Paris et Troyes — 13 1/2, Chartres, St-Diez et Mulhouse — 12 1/2, Poitiers, Würzbourg, Prague et Erfurt — 12, Berlin — 11 1/2, Ratisbonne — 11 1/3, Munich — 11, Sagan (Silésie) — 10 1/2, Dijon — 10 1/2, La Rochelle — 10 1/2, Copenhague — 10 1/2, Vienne — 10, Bologne — 10, Padoue — 9 1/2, Le St-Gothard — 8 1/2, Marseille, Rome, Budapest — 7, Stockholm — 3, St-Pétersbourg — 1. Mafra — 1, Torneå, Haparanda + 2. Au moyen de ces dates nous avons reconstitué la carte synoptique ci-contre.

Voici la traduction de la discussion de cette carte, par *Brandes*, p. 97-102.

« D'après ce régime d'une pression barométrique assez haute, le baromètre commence à baisser sur l'Europe centrale tandis qu'il monte à Torneå. Il est nécessaire de discuter en détail

ces pressions barométriques si différentes. Quoique les variations rapides des baromètres ne permettent pas de considérer toutes



les observations comme strictement comparables, parce qu'il n'est pas permis de les considérer comme exactement synchrones,

il nous semble qu'on peut déduire des observations les résultats suivants en partie très étonnants.

» La région sur laquelle le 6 mars après-midi, la pression barométrique fut la plus basse, 17 lignes de Par. au-dessous de la hauteur moyenne, s'étend de Franeker et Amsterdam vers les côtes sud de l'Angleterre et sans aucun doute très peu au nord de Middlebourg et Dunkerque. Plus au nord de cette région il faut que la pression ait été plus haute, car à Lyndon, en Angleterre, elle n'était que 16 l. au-dessous de la moyenne. Ce même écart de — 16 on le trouve au sud de Middlebourg et de Dunkerque et un peu au nord de Cambrai et de Laon. Aussi la ligne représentant — 16 fait une courbe accentuée vers le sud et doit ensuite passer au nord de Paris vers Rouen et le Hâvre-de-Grâce, à travers une région sur laquelle il nous manque des observations. Cette courbe devient encore plus évidente pour la ligne de — 15. Elle ne peut pas passer à l'est de Bruxelles, dont l'écart ne dépasse pas — 14, elle descend vers le S.-E. à Metz et se relève de nouveau vers le N.-W. pour passer au nord de Paris jusqu'à l'embouchure de la Seine. Sans doute il y eut aux environs de Laon les mêmes changements dans l'atmosphère qu'au-dessus du Canal, et à cause de cela la pression barométrique fut là sur une vaste région plus basse qu'on n'aurait pu s'y attendre d'après la marche générale des lignes. La ligne passant par les places où le baromètre marqua une hauteur de 14 l. Par. indique aussi cette courbe singulière.

» En effet, de St-Malo elle va droit à l'est, passe au nord de Paris et en se tournant vers le S.-E. elle va au nord de Troyes vers l'Alsace ; ici elle tourne brusquement vers le N. par Mayence et Düsseldorf pour continuer enfin vers l'est jusqu'à Goettingue. La ligne de — 13 passe à l'ouest de Paris et de Troyes, au sud de Strasbourg et entre Mannheim et Würzbourg.

» La ligne suivante de — 12 passe de la rive gauche de la Loire-Inférieure au nord de Dijon, et ensuite par les environs de Bâle, Würzbourg et Erfurt. Elle a aussi une courbe distincte en passant de Würzbourg à Prague pour retourner de là à Erfurt.

» Cela est confirmé par les observations suivantes. En effet, la ligne de — 11 passe par La Rochelle, Dijon, Munich et au sud de Ratisbonne; de là elle va probablement plus au S.-W. pour continuer à Sagan, puis à l'est de Berlin et à l'ouest de Copenhague.

» Les observations de Vienne prouvent qu'on doit admettre cette courbe. La ligne de — 10 passe tout près, au sud de Dijon, longe la frontière nord de la Suisse pour atteindre Vienne; de là, elle tourne vers le N. et passe enfin au N.-E. de Copenhague. Les lignes suivantes deviennent très irrégulières. Au Saint-Gothard le baromètre marque 8 1/2 l. Par. au-dessous de la hauteur moyenne, à Padoue — 9 1/2, à Bologne — 10 et à Rome — 7. Or, il me semble qu'il y avait vers Bologne une région avec une pression plus basse que celle qui régnait en même temps sur les contrées voisines. En admettant cela, il faut que la ligne de — 9 passe par les environs du Saint-Gothard et de Padoue, circonscrive la petite dépression de Bologne pour continuer ensuite à l'est de Vienne et (selon M. Reyger) à l'ouest de Dantzig.

» Les observations des vents s'accordent très bien avec cela. En effet, le 6 au soir, le vent est S. à Rome, N.-N.-E., à Padoue, W. à Bologne, N.-W. à Marseille. Le vent de S.-E. au Saint-Gothard est une anomalie. Mais les autres vents ont de nouveau tout à fait la direction à laquelle on doit s'attendre. Munich S., Dijon S.-W., Ratisbonne S.-E., Sagan S.-E., Prague W. très faible, Bruxelles et Mannheim S.-S.-E., à Middlebourg il y avait une tempête furieuse du S.-W., et à Franeker un S.-E. violent. Dans l'Allemagne centrale, où il y avait une pression plus haute, et au S. et au N.-E. les vents étaient plus faibles, du S.-W. à Dusseldorf et à Goettingue de l'W. à Wurzbourg et à Erfurt et de l'E. à Berlin.

» J'espère que ces indications suffiront pour provoquer des observations précises à un grand nombre de stations surtout pendant les tempêtes. Si nous avions eu, pour les journées en question, des observations exactes de la pression barométrique, de la direction et de la force du vent des 50 autres stations en Allemagne et en Italie, nous aurions pu tout de suite trancher cette question : la relation entre les hauteurs baro-

métriques et les vents, que nos recherches présentes rendent probable, est-elle tout à fait fondée? Et de plus nous découvririons sans doute plusieurs autres relations intéressantes entre la pression barométrique et les tempêtes et la marche des nuages et les averses de pluie.

» Le 6 mars, le minimum barométrique fut observé plus tôt en France et dans les contrées occidentales que dans celles situées vers l'Est.

» A la Rochelle, à Dijon et à Middlebourg ce jour-là, c'est à midi que le baromètre fut le plus bas. A Franeker déjà le minimum fut observé plus tard que dans la province en Hollande, en Suisse, à Marseille, à Munich ainsi qu'à Goettingue et à Berlin le soir. Il fut noté le 7 au matin à Sagan, à Ofen et en Italie; à midi à Copenhague et le soir à Stockholm. »

De cette manière *Brandes* a discuté les changements de la pression de l'air, du vent et de la température presque jour par jour pour toute l'année 1783. Il a démontré que c'est *la distribution de la pression barométrique qui détermine constamment la direction du vent* sur chaque point de l'Europe, de sorte que *le vent souffle d'une contrée avec haute pression vers le centre d'un minimum barométrique*. Il a remarqué (p. 15) que *la direction du vent dévie à droite à cause de la rotation de la terre*, en sorte qu'un vent du N. devient N.-E., un vent de l'W. devient N.-W., etc. En résumé, il a constaté ce que toutes les recherches faites jusqu'ici prouvent presque sans exception, que les basses pressions extraordinaires sur l'Allemagne commencent plutôt à l'ouest qu'à l'est, et que *le centre de la dépression barométrique avance le plus souvent de l'Océan atlantique ou de la Manche vers le N.-E. ou le S.-E.* (p. 272). Enfin il ajoute : « Il serait fort à désirer qu'une académie des sciences voulût faire une collection d'observations synchrones sur un grand nombre de stations, et pour qu'elle n'obtienne pas seulement une masse d'observations inutiles, qu'elle employât ces observations dans le but de résoudre des questions aussi définies que celles que nous avons traitées ici, de cette manière elle organiserait un travail de la plus grande utilité pour la science. »

Dans ses thèses *De repentinis, etc.*, il a traité de la même

manière, dans la première partie, la grande dépression barométrique qui a passé de la Manche vers la Norwège du 24 au 26 décembre 1821. Cette partie est accompagnée de quatre *cartes synoptiques*, sur lesquelles les écarts barométriques de la pression normale sont inscrits à chaque station. Il reste seulement à tracer les lignes iso-barométriques. De plus, avant de calculer les écarts il a *réduit au niveau de la mer toutes les observations barométriques* (p. 38). Dans la seconde partie, il traite la dépression du 2 et du 3 février 1823. Il arrive toujours au même résultat : *Une dépression barométrique produite par une cause inconnue avance de l'ouest vers l'est au-dessus de la surface terrestre et l'air souffle en général de tous côtés et constamment vers le centre de dépression pour rétablir l'équilibre.* (Indicavi : Procellam ortam esse ex aëre in vacuum irrumpente, aut ad loca aëre rarefacto repleta ruenti, p. 43).

En résumé, *Brandes* a prouvé : 1° que la direction du vent est à chaque moment déterminée par la répartition de la pression barométrique, en sorte que l'air est aspiré vers le centre d'une dépression avec une déviation à droite de la direction strictement centripétale ; 2° que les dépressions marchent en général de l'ouest à l'est au-dessus de l'Europe, et 3° que c'est à ces variations dans la pression et la direction du vent que sont liés les changements de temps. Enfin, 4° il a proposé l'organisation d'un service météorologique pour l'étude des tempêtes.

James Pollard Espy avait déjà fait plusieurs recherches météorologiques, dont il avait publié les résultats dans le « Journal of the Franklin Institute » et dans les publications de l'American philosophical society de Philadelphie, quand il partit pour l'Europe, en 1840, afin de communiquer ses idées aux savants de Londres et de Paris. En septembre cette année là il présenta à la British Association un mémoire, et le 15 février 1841 il déposa à la séance de l'Académie des sciences à Paris une note sur sa théorie des orages, note écrite en anglais et portant pour titre : *Brief outline of the theory of Storms*. Les membres de la commission, *Arago*, *Pouillet* et

Babinet, ont présenté à la séance du 15 mars leur rapport sur les travaux de M. *Espy*, relatifs aux Tornados (1). Après son retour en Amérique, *Espy* a publié in extenso ses recherches et ses théories nouvelles dans un volume intitulé : *The Philosophy of Storms*, Boston 1841. Deux ans après, au Ministère de la guerre, il fut nommé chef du *meteorological Bureau of the War Department*. Jusqu'alors il avait organisé et dirigé le réseau des stations de l'État de Pensylvanie comme président de la commission météorologique de cet État; maintenant il pouvait poursuivre ses recherches sur une plus vaste échelle. Il organisa un service de rapports météorologiques synchroniques pour chaque jour service qui devait un jour, comme le *Signal Service of the War Department*, devenir un des instituts météorologiques les plus importants du monde. Il dressa des cartes synoptiques pour 1100 jours, dont nous donnons ici un spécimen (voir la carte du 7 avril 1851, pl. I hors texte) ; à chaque station on trouve une flèche indiquant la direction du vent à l'heure en question. Une ligne ou courbe rouge est tirée par tous les points qui ont un minimum et une ligne noire par ceux qui ont un maximum barométrique à cette même heure. Pour chaque station on dessina la courbe barométrique et ces courbes servirent à tracer ces lignes minima et maxima.

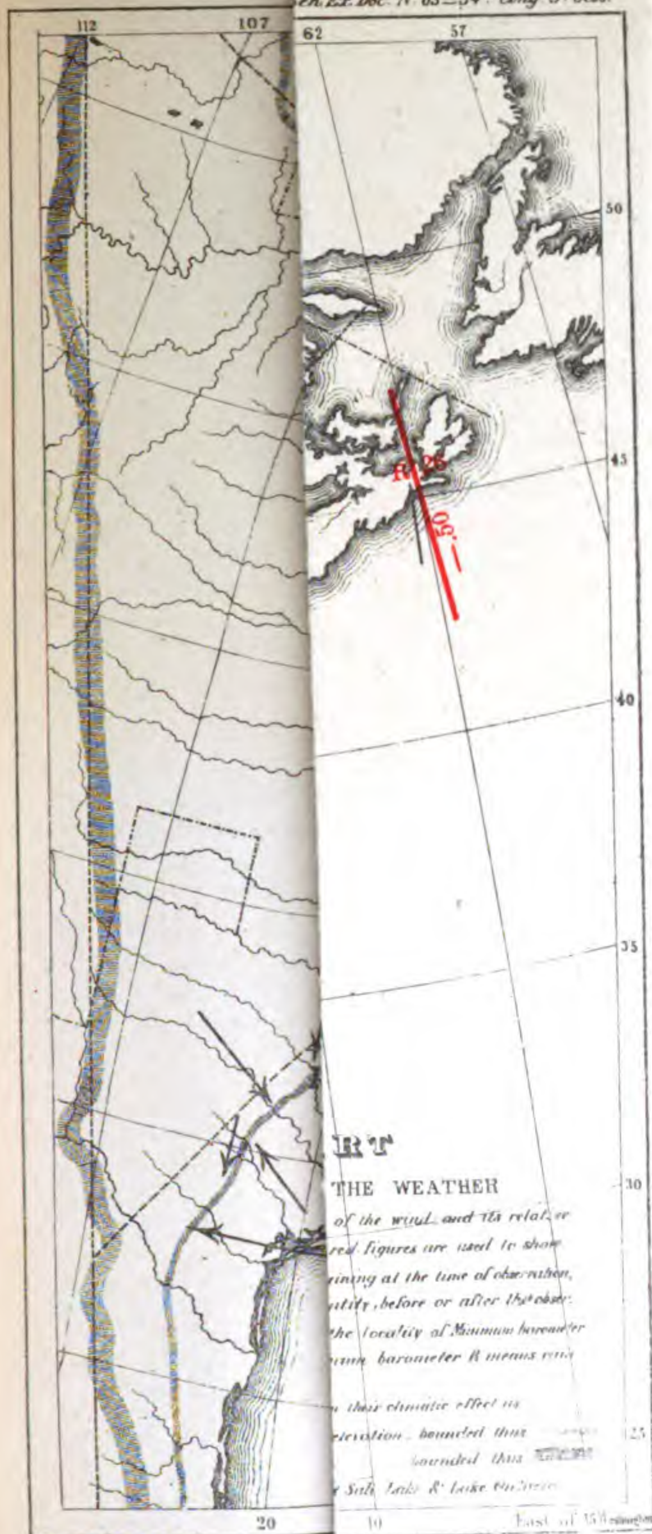
Comme directeur du Bureau météorologique, *Espy* a publié quatre rapports sur les résultats des travaux du Bureau, accompagnés de nombreuses cartes synoptiques et des diagrammes barométriques des différentes stations. Dans ces rapports, surtout dans le 3me et le 4me, il a discuté avec soin les cartes et les diagrammes, et il a établi les 23 thèses suivantes qu'il répète dans chaque rapport et qu'il considère comme les lois empiriques qui serviront de base à la théorie suivante :

« 1) Les tempêtes de pluie ou de neige, et même les pluies et les neiges faibles marchent de l'ouest à l'est au-dessus des Etats-Unis pendant novembre, décembre, janvier, février et mars, les seuls mois que nous avons étudiés à cet égard.

» 2) Les tempêtes sont accompagnées d'une dépression barométrique le long de la ligne centrale de la tempête.

(1) Comptes Rend. 1841, p. 454.

Sen. Ex. Doc. N° 65 — 34th Cong. 3d Sess.



» 3) La ligne centrale d'une pression minima est en général d'une longueur considérable et sa direction est celle du N. au S.; elle se meut de l'W. à l'est.

» 4) Cette ligne est souvent droite, mais en général courbée, et alors, le plus souvent, convexe vers l'E.

» 5) La vitesse de translation de la ligne est telle, qu'elle va en moyenne du Mississipi au Connecticut en 24 heures et dans le même temps du Connecticut à St-John, Terre-Neuve, ou à peu près 36 milles par heure.

» 6) Quand le baromètre baisse considérablement dans la partie occidentale de la Nouvelle Angleterre il monte en même temps dans la vallée du Mississipi et aussi à St-John, et Terre-Neuve.

» 7) Dans les grandes tempêtes sur une étendue de plusieurs milles carrés le vent souffle des deux côtés de la ligne centrale dans une direction directe ou oblique vers cette ligne.

» 8) La vitesse du vent est proportionnelle à la rapidité et à la grandeur de la baisse barométrique.

» 9) Dans toutes les grandes et rapides dépressions barométriques il y a beaucoup de pluie et de neige; et toutes les grandes chutes de pluie ou de neige sont accompagnées d'une grande baisse du baromètre, près du centre de la tempête.

» 10) Plusieurs tempêtes ont une longueur grande et inconnue du N. au S., et s'étendent au-dessus de nos stations entre le golfe du Mexique au Sud et les grands lacs au Nord, tandis que leur largeur de l'W. à l'E. est beaucoup moindre. Par conséquent elles marchent dans une direction normale à leur plus grande longueur.

» 11) La plus grande partie des tempêtes commence dans le « far west » au delà de nos stations les plus occidentales; mais, quelques-unes commencent dans les Etats-Unis.

» 12) S'il naît une tempête dans les Etats-Unis la ligne des pressions minima ne vient pas de l'extrême ouest; elle s'établit avec la tempête et marche avec elle vers l'est.

» 13) Près de la ligne des pressions minima le vent est en général faible et quelquefois il y règne un calme plat.

» 14) Quand la ligne d'une pression minima passe au-dessus

d'une station vers l'est, en général le vent commence bientôt à souffler de l'ouest et le baromètre monte.

» 15) Il y a en général des vents faibles auprès d'une ligne de pression maxima, et de chaque côté de cette ligne les vents sont irréguliers mais ont une tendance à s'éloigner de cette ligne.

» 16) Les oscillations barométriques sont en général plus grandes dans le nord que dans le sud des Etats-Unis.

» 17) Elles sont aussi, en général, plus grandes dans les parties orientales que dans les parties occidentales des Etats-Unis.

» 18) Dans les contrées boréales des Etats-Unis les grandes tempêtes commencent du N.-E. et finissent du N.-W.

» 19) Dans les contrées méridionales les tempêtes commencent du S.-E. et finissent du S.-W.

» 20) Pendant le passage d'une tempête le vent passe en général de l'est à l'ouest par le sud, surtout dans les parties méridionales des Etats-Unis.

» 21) La partie boréale d'une tempête marche en général plus vite vers l'est que la partie méridionale.

» 22) Pendant la plus haute pression du jour qui précède une tempête, le ciel est en général clair et la température est douce et surtout s'il a régné auparavant un grand froid.

» 23) En général la température subit une baisse considérable au passage du centre d'une grande tempête, en sorte qu'il arrive quelquefois, quand une tempête sévit au centre des Etats-Unis, qu'on trouve à la fois la plus haute température à l'ouest et la plus basse à l'est. »

Espy a étudié aussi un grand nombre de tornados ou trombes. Ces phénomènes redoutables sont, comme on sait, très fréquents dans certaines régions des Etats-Unis. Il a trouvé que dans ces tornados la ligne de pression minima est réduite à un centre unique. Mais *le mouvement de l'air est toujours convergent*, soit vers un centre unique si le tornado est de forme arrondie et d'une étendue restreinte, soit vers une ligne diamétrale, si la tempête est d'une forme allongée et s'étend sur plusieurs centaines de lieues. En observant à une même heure, la force et la direction du vent indiquée

par les arbres renversés (1), les objets mobiles déplacés, enfin les traces imprimées sur le sol, *Espy* établit qu'à un même instant, le mouvement de toutes les parties de l'air qui est atteint par le tornado se produit vers un espace central, point ou ligne, en sorte que si le vent d'un côté du météore souffle vers l'est, il souffle avec la même violence vers l'ouest de l'autre côté du tornado, et souvent à très peu de distance du premier endroit, tandis qu'au centre il se produit un *courant ascendant* d'une étonnante rapidité, lequel, après être monté à une prodigieuse hauteur, se déverse de tous côtés jusqu'à une certaine limite. Ce courant ascendant perd sa transparence à une certaine hauteur et devient un vrai nuage. Ce nuage central se reproduit constamment à mesure qu'il est enlevé par le courant rapide du centre. Quand ce météore donne de la grêle ou de la pluie, c'est le refroidissement dû à la dilatation de l'air emporté dans les régions supérieures de l'atmosphère qui condense l'eau; l'électricité n'est point essentielle au phénomène.

Le déplacement ou la translation ordinairement de l'ouest à l'est du météore doit être attribué, selon *Espy*, aux *vents qui règnent dans la partie supérieure de l'atmosphère*. Il indique que vers la latitude de Philadelphie les nuages très élevés se dirigent presque toujours vers l'est ou dans la même direction que celle dans laquelle se déplacent les tornados et les tempêtes au-dessus de l'Amérique et de l'Europe, tandis que dans les régions intertropicales le météore se déplace vers l'ouest ou le nord-ouest en suivant le courant des alizés. En résumé, ces grands travaux ont fourni à *Espy* les résultats suivants concernant les tempêtes et les tornados :

1° Le mouvement de l'air vers le centre du météore;

2° La dépression barométrique dans ce centre;

3° Le courant central ascendant;

4° La formation d'un nuage à une certaine hauteur et son déversement circulaire après que ce nuage a atteint une prodigieuse hauteur; déversement accompagné de pluie et de grêles;

(1) « All (places) exibited the same phenomena as to the direction in which the trees were prostrated, all tying inwards at the sides and forwards in the midle. » 4 th. Report, p. 17.

5° Le mouvement de déplacement de tout le météore en masse, causé par les courants supérieurs de l'atmosphère.

Espy a donné aussi *une théorie* qui s'appuie sur des faits d'observation. Il dit que ce sont les recherches de *Dalton* sur l'hygrométrie qui l'ont frappé d'une manière exceptionnelle. En lisant ses découvertes magnifiques il fut convaincu « qu'on avait trouvé là le levier à l'aide duquel le météorologiste serait capable de soulever le monde! » Or, c'est la vapeur d'eau qui est selon lui la cause principale des mouvements de l'atmosphère. Il pense que si une couche très étendue d'air chaud et humide couvre la surface d'une région de la terre ou de la mer, et que par une cause quelconque, par exemple une moindre densité locale, un courant ascendant se détermine dans cette masse d'air humide; la force ascensionnelle, au lieu de diminuer par l'effet de l'élévation de la colonne soulevée, ne fera que s'accroître avec la hauteur de la colonne, exactement comme si un courant d'hydrogène s'élevait au travers de l'air ordinaire, lequel courant serait poussé vers le haut de l'atmosphère avec une force et une vitesse d'autant plus grandes qu'il aurait une plus grande hauteur. On peut encore assimiler cette colonne d'air chaud à celles des cheminées et des tuyaux de poêle, dont le tirage est d'autant plus grand que les tuyaux contenant l'air chaud sont d'une plus forte hauteur. Quelle est donc la cause qui rend le courant ascendant chaud et humide constamment plus léger dans chacune de ses parties, que l'air qui se trouve à la même hauteur que ces diverses portions de la colonne ascendante ? Par des calculs très exacts pour ce temps-là, *Espy* prouve que cette cause est la température constamment plus élevée que garde la colonne ascendante, température qui provient de la chaleur fournie par la précipitation partielle de la vapeur mêlée à l'air et qui fait de cette colonne ascendante une vraie colonne d'air chaud, c'est-à-dire de gaz plus léger. Si de cette manière la cause de refroidissement, l'expansion est contrebalancée par une cause d'échauffement, la chaleur fournie par la vapeur qui se précipite, cet air restera constamment plus chaud qu'il n'eût été nécessaire pour atteindre la même température et la même pression que l'air ambiant.

Il sera donc constamment plus léger, et plus la colonne sera élevée, plus la force ascensionnelle sera considérable. Parmi les conséquences que tire *Espy* de cette théorie on doit remarquer celle-ci, que *jamais un courant d'air descendant ne peut donner du froid*, car ce courant s'échaufferait par compression à mesure qu'il descendrait, et à cause de ce fait jamais une chute d'eau ou même un nuage ne peut se former dans le sein d'un courant descendant.

Enfin, il remarque que si dans les tornados et les trombes l'air est absorbé par la partie inférieure de la colonne et non par les parties supérieures, c'est que la différence entre la pression de la colonne chaude et celle de l'air environnant est d'autant plus prononcée qu'on la considère plus bas dans la colonne, qui a une densité moindre mais une élasticité égale, en sorte que dans le cas de l'équilibre, au point le plus bas, cette différence serait précisément la différence totale de toute la colonne chaude à toute la colonne d'air de même hauteur située à l'entour de la première.

Elias Loomis, le célèbre professeur au Yale College, à New Haven, qui a tant contribué plus tard au développement de la météorologie dynamique, a écrit dans sa jeunesse trois mémoires du plus haut intérêt. Ce sont :

1°) On the Storm which was experienced throughout the United States about the 20th of December 1836. Transactions of the amer. Phil. soc. at Philadelphia, 1840, March. 20. V. VII.

2°) On two Storms which were experienced throughout the United States, in the month of February 1842. 1843 May 26. vol. IX. of the same Transactions.

3°) On certain Storms in Europe and America, December 1836. Smithsonian Contributions, 1859.

Dans le premier mémoire il traite les observations à peu près de la même manière qu'*Espy*. Il donne les courbes barométriques d'un grand nombre de stations. Ensuite il trace sur une carte, pour toutes les six heures, des lignes passant par tous les points auxquels chaque fois le baromètre fut à son minimum. De cette manière il put déterminer la vitesse de cette « onde » atmosphérique. Comme *Espy*, il trouva que la

vitesse de translation fut plus grande au nord (jusqu'à 37 milles par heure) qu'au sud (17 à 29 milles par heure). De plus il a constaté que les courbes du thermomètre vont en sens inverse de celles du baromètre. Quand le baromètre baisse le thermomètre monte, et au moment même où le baromètre commence à remonter, le thermomètre accuse une baisse rapide de la température. En avant du minimum barométrique il y avait une aire de pluie, dont le bord postérieur fut limité à peu près par la ligne de la pression minima. Enfin, en avant du minimum le vent était en général du S.-E. et, après son passage, du N.-W.

Par conséquent, une tempête consiste en :

I. — Une oscillation remarquable du baromètre,

II. — Une oscillation inverse du thermomètre,

III. — Une aire de pluie, et

IV. — Un changement singulier du vent.

En somme, ce vent commence à souffler du S. ou S.-E., la pression diminue, la température augmente, et il tombe de la pluie. Subitement le vent passe par le S.-W. au N.-W. et en même temps la pression augmente, la température baisse rapidement, la pluie se transforme en neige ou en grêle, tombe par averses, cesse bientôt tout-à-fait, et le beau temps est rétabli.

Il pense que le courant du N.-W., qui est le plus dense, passe au-dessous et soulève le courant opposé du S.-E. Celui-ci continue en partie sa course vers le N.-W. à une certaine hauteur et sa vapeur d'eau condensée tombe sur la terre comme de la neige ou de la grêle à travers le courant inférieur froid du N.-W. Mais la plus grande partie du courant élevé retourne en haut vers l'E. et sa vapeur condensée tombe en pluie à travers le courant inférieur plus chaud du S.-E.

Dans le deuxième mémoire, *Loomis* est parvenu à des résultats plus importants. Il a dressé de vraies cartes synoptiques avec des lignes d'égal écart barométrique et des lignes d'égale température. La direction du vent est indiquée à chaque station par une flèche, et les régions d'un ciel clair ou nuageux, de pluie ou de neige sont indiquées par des couleurs différentes. Nous donnons ici un spécimen de ces cartes (voir la carte du 16 février 1842, pl. II hors texte).

« La question, » dit-il, « qui a pendant quelques années excité le plus grand intérêt dans la météorologie, est celle de savoir si les tempêtes sont rotatoires ou centripétales. Les cartes qui accompagnent ce mémoire prouvent que les tempêtes qui nous occupent ne sont ni l'un ni l'autre. »

Une discussion plus détaillée prouva selon lui qu'elles sont caractérisées par un mouvement en dedans avec une tendance à la rotation en sens inverse du soleil ; « (an inward motion with a tendency to circulate aigainst the sun). » Les courants d'air se meuvent de tous les côtés vers le centre de la dépression barométrique, ou en dedans, *en spirales* « (pursue their routes spirally inward). »

De plus, les cartes prouvent que le centre de dépression était doué d'un *mouvement de translation de l'ouest à l'est.* La tempête du 16 février marchait vers N. 53° 18' E. à une vitesse moyenne de 23 milles par heure.

La tempête du 2 au 5 février restait immobile à peu près du 2 au 3, mais le 4 et le 5 elle faisait 36 milles à l'heure vers N. 62° 17', E. *Loomis* pense que *ce mouvement translatoire est causé par le vent d'ouest qui a régné sans cesse dans les régions les plus hautes de l'atmosphère.* En effet, il a prouvé l'existence de ce vent supérieur de l'ouest par un grand nombre d'observations sur les directions des nuages faites à 22 stations. Il pense *qu'il règne toujours un immense courant d'air de l'ouest à l'est au-dessus des Etats-Unis et que les tempêtes sont formées au sein même de ce courant et transportées avec lui vers l'est.*

Enfin, *Loomis* discute la manière dont une tempête naît au milieu de ce courant normal de l'ouest. Il prouve qu'il suffit que par une inégalité quelconque dans la distribution de la chaleur et de l'humidité à la surface terrestre, un vent du sud commence à souffler. En allant vers des contrées plus froides, il arrive bientôt à son point de rosée. Alors une condensation commence, surtout en haut, et un nuage se forme. Cette couche de nuage diminue le rayonnement de chaleur de la surface terrestre. A cause de cela la température monte plus encore, auquel résultat contribue aussi la chaleur latente rendue libre par la condensation. A cause de

la dilatation le baromètre commence à baisser, la condensation augmente et la pluie commence. Mais alors l'air plus froid doit se précipiter de tous côtés vers le centre de la dépression pour rétablir l'équilibre. Ces courants venant de tous les côtés se heurtent mutuellement et il en résulte un mouvement rotatoire en spirales. L'air chauffé monte en même temps en haut et à cause de cela la précipitation augmente. Enfin les vents de l'ouest, régnant sans cesse dans les régions supérieures de l'atmosphère, transportent tout le météore vers l'est. Mais cela ne peut durer infiniment. En effet, le vent du N.-W. dans la partie postérieure est plus fort que le vent de S.-E. dans la partie antérieure de la bourrasque, le premier était coïncidant et le second opposé au grand courant de l'ouest. Or, le courant du S.-E. qui alimente la bourrasque d'un air chaud et humide, doit s'affaiblir graduellement et par conséquent la pression augmente au centre et les vents deviennent peu à peu plus faibles, jusqu'à la fin complète de la tempête.

A la fin de ce mémoire, *Loomis* propose qu'on fasse pendant une année, deux fois par jour, une carte météorologique sur les Etats-Unis.

Dans le troisième mémoire, il traite des mêmes tempêtes qu'il a étudiées dans le premier mémoire, d'après la même méthode que dans le deuxième. Cependant, il semble qu'il soit déjà influencé par des travaux nouveaux faits à l'Observatoire de Paris.

SOUS PRESSE

DEUXIÈME LIVRAISON

Chapitre IV. — Les tempêtes tournantes en Europe ; organisation du service météorologique international. — Le Verrier, Fitz Roy et Buys Ballot.

Chapitre V. — Travaux fondamentaux en différents pays (1865-72). — Buchan, Jelinek, Mohn, Hildebrandsson, Clément Ley, etc.

Chapitre VI. — Sur la distribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. — Le Roy, Dalton, etc.

TROISIÈME LIVRAISON

Chapitre VII. — Distribution moyenne des éléments météorologiques à la surface du globe. — Température, pression barométrique, vents, pluie, nébulosité, cartes indiquant la répartition de ces éléments.

Chapitre VIII. — Distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques.

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE — ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. LE Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

[illegible]

ET

M. LÉON TEISSERENC DE BORT

[illegible]

[illegible]

PARIS

GAUTHIER-VILLARS, IMPRIMEUR-LIBRAIRE

DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,

Quai des Grands-Augustins, 55.

[illegible]

CHAPITRE IV

Les tempêtes tournantes en Europe
Organisation du Service Météorologique International
Le Verrier. — Fitz-Roy. — Buys-Ballot

Nous arrivons maintenant à une période (1850 à 1865) importante dans laquelle la Météorologie, commençant à donner des résultats pratiques, s'est affirmée comme science et a pris droit de cité dans l'esprit du public comme dans celui des hommes d'étude. Sans doute le germe, souvent même très développé, de la plupart des travaux et découvertes de cette époque, se trouve dans les recherches antérieures et, comme le fait remarquer M. G.-J. *Symons*, dans une étude sur la prévision du temps (1), dès la fin de 1851 on connaissait déjà la théorie circulaire des tempêtes, leur marche vers l'Est, l'existence du calme central, les lignes isobares et la dépendance de la force du vent, avec leur espacement plus ou moins grand (le gradient), la construction des cartes du temps, d'après les observations simultanées. On avait aussi l'idée de prévoir le temps en se basant sur la connaissance de l'état de l'atmosphère, et de communiquer aux marins les observations faites sur la terre ferme. Mais tout cela, il faut bien le dire, était considéré comme hypothétique et répondait seulement à des projets même très incomplets.

Ainsi qu'il arrive lorsqu'une question est pour ainsi dire mûre, la démonstration de la véritable nature des tempêtes de nos régions et la prévision du temps qui en fut une conséquence fut l'œuvre de plusieurs savants. La science météoro-

(1) Science Progress, october 1896.

logique fut lancée dans sa nouvelle voie surtout par trois personnes : *Le Verrier*, *Fitz-Roy*, *Buys-Ballot*.

Nous mettons *Le Verrier* en première ligne parce qu'il a été le premier en Europe à concevoir l'existence de la Météorologie télégraphique et à prévoir par des expériences concluantes que la prévision du temps est possible. Il a été un peu devancé par les deux autres dans l'organisation d'un service régulier, mais cela tient uniquement à ce qu'il n'a pu avoir à sa disposition en temps voulu les ressources qu'il avait réclamées depuis longtemps et dont il avait démontré l'utilité. « Il y a des gens qui font et laissent faire — dit-il —; » il y en a d'autres qui ne font pas mais laissent faire; la pire » espèce et malheureusement la plus nombreuse ce sont ceux qui » ne font pas et ne veulent pas qu'on fasse. » Cette boutade humoristique marque bien toutes les difficultés qu'il rencontra, mais dès qu'il eut obtenu les moyens nécessaires en France pour réaliser son entreprise, il réussit par son autorité scientifique à obtenir le concours de toute l'Europe et put ainsi étendre les cartes synoptiques sur une surface assez grande pour trouver et fixer les lois générales de la météorologie dynamique d'une façon indiscutable. *Fitz-Roy* s'est borné à une surface beaucoup moindre et c'est là une des causes des difficultés considérables qu'il ne put arriver à surmonter et qui amenèrent sa mort.

On sait qu'après sa mort son œuvre était si peu solidement établie dans l'esprit des hommes de science de son pays qu'on allait même jusqu'à l'abandonner pendant quelque temps. Quant à M. *Buys-Ballot* il s'est limité à une partie moins grande encore de la surface terrestre, il est devenu célèbre par la loi qui porte son nom, loi qu'il n'a pas trouvée par des recherches faites sur une grande étendue mais par la discussion des observations presque locales faites dans quelques stations hollandaises. Il est très probable que ces recherches auraient subi le sort de celles des savants isolés (comme *Brandes* par exemple), si l'impulsion donnée par les travaux français à la Météorologie dynamique n'avait fourni des preuves immédiates que cette loi de *Buys-Ballot* était en réalité la loi fondamentale de la science météorologique.

Les premières observations barométriques *simultanées* ont

été faites en 1649-1651, par *Descartes* et l'ambassadeur français *Chanut*, à Stockholm, et par *Périer* et l'un de ses amis, à Clermont-Ferrand et à Paris.

L'idée même du service météorologique germa à la fin du siècle dernier dans le cerveau de *Lamarck* et celui de *Lavoisier*. Ce dernier, vers 1780, frappé par les premières observations de *Borda* à ce sujet, s'entendit avec lui pour avoir des conférences auxquelles prirent part de *Laplace*, d'*Assy*, *Vandermonde*, de *Montigny*, etc.

Il s'agissait d'établir des instruments, et surtout des baromètres comparables, sur un grand nombre de points de la France, de l'Europe et même de l'univers. Nombre de ces instruments furent distribués par *Lavoisier*.

Dans une note, *Lavoisier* dit « que la prédiction des chan-
» gements qui doivent arriver au temps est un art qui a ses
» principes et ses règles, qui exige une grande expérience et
» l'attention d'un physicien très exercé ; que les données néces-
» saires pour cet art sont : L'observation habituelle et jour-
» nalière des variations de la hauteur du mercure dans le baro-
» mètre, la force et la direction du vent à différentes élévations,
» l'état hygrométrique de l'air. Avec toutes ces données, il est
» presque toujours possible de prévoir un ou deux jours à
» l'avance, avec une très grande probabilité, le temps qu'il doit
» faire ; on pense même qu'il ne serait pas impossible de publier
» tous les matins un journal de prédiction qui serait d'une grande
» utilité pour la société. » Quelques années après, *Romme* proposa d'employer le télégraphe aérien de *Chappe* pour renseigner les physiciens sur l'arrivée des tempêtes et pour en communiquer l'avis aux ports et aux agriculteurs. Comme on le voit, *Lavoisier* et *Romme* ont défini d'une manière très précise la prévision du temps telle que nous la pratiquons aujourd'hui.

Un grand nombre d'observations météorologiques furent recueillies d'après le plan de *Lavoisier* dans de grands centres ; vers la même époque, la Société Météorologique du Palatinat se préoccupa aussi de réunir des observations météorologiques régulières.

Carl Kreil, en 1842, alors qu'il était simple assistant à l'Observatoire de Prague, proposa d'employer le télégraphe

électrique pour transmettre les observations faites simultanément, d'estimer et établir la prévision du temps : à l'appui de sa proposition il citait la tempête des 17 et 18 juillet 1841, qui vint du sud de l'Italie jusqu'à Prague en environ trente heures (1) et aurait pu ainsi être annoncée télégraphiquement.

Un peu plus tard le colonel *Reid* installa aux Barbades des signaux sémaphoriques pour avertir les navires de l'approche des cyclones, comme on l'a vu plus haut, p. 34-35.

La première application du télégraphe électrique à la météorologie fut faite aux États-Unis, en 1849, sur la demande du professeur *Henry*, secrétaire de la Smithsonienne Institution, qui demanda d'ajouter au signal servant chaque jour à annoncer l'ouverture du télégraphe, l'indication du temps qu'il fait à chaque poste. Comme on le voit, c'était une organisation toute rudimentaire et bien inférieure à celle qu'avait proposée *Kreil.*

A la réunion de la British Association à Swansea, en août 1848, M. *John Ball* lut un rapport sur l'emploi du télégraphe dans le service météorologique (2). Il proposa d'établir à Londres un service pour la prévision du temps. On devrait obtenir chaque jour des télégrammes d'un grand nombre de stations en Grande-Bretagne, en France, sur les bords du Rhin et en Allemagne jusqu'à la frontirèe de Pologne et de Hongrie. Ces télégrammes donneraient les valeurs simultanées des cinq éléments météorologiques principaux : la température, la pression barométrique, l'humidité, la direction et la vitesse du vent. « Je ne prétends pas affirmer » dit-il, « qu'avec ces éléments nous serons tout de suite en état de » pouvoir calculer et prédire les changements du temps avec » une précision absolue. Il s'écoulera quelque temps avant qu'on » ne sache éliminer les perturbations accidentelles et locales » propres à certaines stations; mais il est hors de doute qu'en » peu de temps on arrivera à des déterminations dont la » probabilité sera très grande. La vitesse moyenne avec laquelle » les perturbations atmosphériques se propagent ne dépasse » guère vingt milles par heure; par conséquent, avec un réseau

(1) Astronom. météor. Jahrb. für Prag. Jahrg. 1843, p. 228.

(2) Mr. John Ball on rendering the Electric Telegraph subservient to Meteorological Research. Report of the meeting of the British Association 1848, II, p. 12.

Pl. III.

REGISTER MAP INDICATING CONDITIONS OF THE ATMOSPHERE ON THE SAME DAY IN SEVERAL PARTS OF GREAT BRITAIN: FROM OBSERVATIONS COLLECTED AT THE GREAT EXHIBITION



» de stations s'étendant à cinq cents milles dans chaque direction, » nous pourrions presque toujours prédire l'état du temps » vingt-quatre heures en avance. »

Pour le moment la proposition de M. *Ball* n'aboutit à rien, mais l'année suivante M. *Glaisher* organisa en Angleterre, de concert avec la compagnie du télégraphe électrique, une compagnie de chemin de fer et le propriétaire du *Daily News*, un réseau de stations météorologiques comprenant trente stations. Le 14 juin 1849 le *Daily News* publia pour ces stations la direction et la force du vent et l'état du temps. En 1851, à l'occasion de la grande exposition, la compagnie du télégraphe exposa une grande carte sur laquelle on marquait chaque jour l'état du temps (comprenant pour vingt-deux stations la pression barométrique non réduite au niveau de la mer) et la direction du vent; une reproduction lithographique de cette carte était, en outre, faite et vendue au public pour un penny. La première carte parut le 8 août 1851 et ce service fut continué jusqu'au 11 octobre de la même année. Nous donnons ici un fac-simile de la première de ces intéressantes cartes (Pl. III) qui, malheureusement, n'eurent qu'une durée éphémère.

En 1852, les fondateurs de la Société météorologique de France, MM. *A. d'Abbadie*, *Berigny*, *Bravais*, *Ch. Ste-Claire Deville* et *J. Hæghens*, disaient dans leur circulaire aux physiciens : « Avant peu l'Europe entière sera sillonnée de fils » métalliques qui feront disparaître les distances et permettront » de signaler les phénomènes atmosphériques à mesure qu'ils » se produiront et d'en prévoir ainsi les conséquences les plus » éloignées ».

Tel était l'état de la question lorsque *Le Verrier* commença à s'occuper de l'organisation du réseau télégraphique international à laquelle il finit par intéresser toutes les nations de l'Europe.

Lorsque *Le Verrier* fut appelé à la direction de l'Observatoire de Paris, il donna une attention particulière à l'étude de la physique du globe et améliora d'abord les observations météorologiques journalières, mais bientôt il élargit le cercle de ses opérations et fut amené à poser les bases du service météorologique international, voici dans quelles circonstances :

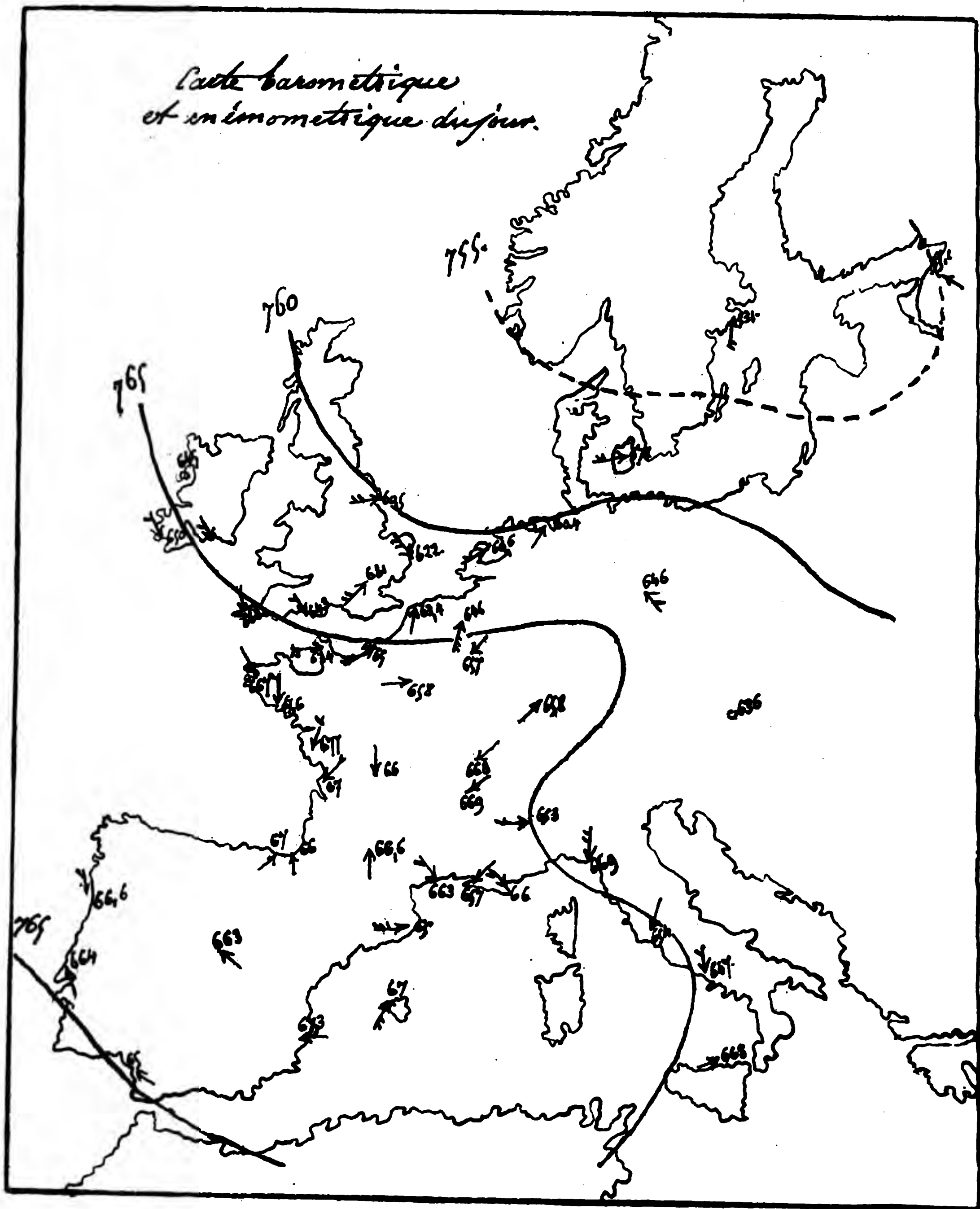
L'ouragan qui survint le 14 novembre 1854 et assaillit les flottes françaises et anglaises sur les côtes de la Crimée, en amenant la perte du *Henri IV*, détermina le maréchal *Vaillant*, ministre de la guerre, à charger *Le Verrier* de faire une étude sur les conditions dans lesquelles s'était produit le phénomène. Cette étude fut très fructueuse, car elle conduisit *Le Verrier* à concevoir et à exécuter le vaste plan d'un service météorologique international qu'il expose lui-même dans la lettre ci après, adressée à M. *Matteucci* :

« On n'a pas oublié l'ouragan, qui, le 14 novembre 1854, » causa de si nombreux sinistres dans la mer Noire et amena » la perte du vaisseau le *Henri IV*. Le même jour, ou à un » jour d'intervalle suivant les localités, des coups de vent écla- » tèrent dans l'Ouest de l'Europe, sur l'Autriche et sur l'Algérie.

» Le phénomène semblait donc s'être étendu sur une immense » surface. Cette circonstance remarquable attira l'attention de » notre illustre confrère, M. le Maréchal *Vaillant*, qui voulut » bien m'écrire en m'invitant à entreprendre l'étude des condi- » tions dans lesquelles s'était produit le phénomène et en » nous assurant de son concours.

» Pour nous mettre en mesure de répondre aux intentions » de M. le Maréchal, j'adressai une circulaire aux astronomes » et aux météorologistes de tous les pays, en les priant de me » transmettre les renseignements qu'ils auraient pu recueillir » sur l'état de l'atmosphère pendant les journées des 12, 13, 14, » 15 et 16 novembre 1854. En réponse à cette circulaire, l'obser- » vatoire reçut plus de 250 envois de documents.

» Le 16 février 1855, j'eus l'honneur de soumettre à S. M. » l'Empereur le projet d'un vaste réseau de météorologie des- » tiné à avertir les marins de l'arrivée des tempêtes. Ce projet, » très complet, reçut la haute approbation de Sa Majesté, et » dès le lendemain, 17 février, nous fûmes, M. *de Vougy*, direc- » teur général des lignes télégraphiques, et moi, autorisés à » entreprendre et à poursuivre l'organisation projetée. « Pro- » posez avec assurance, » est-il dit dans la lettre émanée du » cabinet de l'Empereur, lettre que nous pouvons citer, parce » que c'est un document authentique et honorable pour tous » dans l'histoire de la météorologie télégraphique, « proposez


Carte barometrique
et anémometrique du jour.
755
760
765
765

» avec assurance ce que vous jugerez convenable. La question » est trop importante pour que Sa Majesté ne désire pas voir » vos efforts couronnés d'un plein succès ».

» Deux jours après, le 19 février 1855 (1), je présentais à » l'Académie, d'accord avec M. *de Vougy*, une carte de l'état » atmosphérique de la France, le jour même, à 10 heures du » matin.

» Les bureaux de météorologie télégraphique s'organisèrent » rapidement en France.... L'organisation du réseau français » était terminée en 1856, et nous en entretenions l'Académie » dans la séance du lundi 2 juin de cette même année. Nous » ajoutions que nous étions en négociation avec les pays voi- » sins pour obtenir d'eux qu'ils voulussent bien se relier à notre » réseau pour l'étendre et le compléter. En 1857, nous recevions » des observations de Bruxelles, Genève, Madrid, Rome, » Turin, etc. »

Quelque temps après on recevait celles de Vienne, Lisbonne et St-Pétersbourg. L'Observatoire était alors en mesure d'adresser des avertissements aux ports. Aussi, avec l'assentiment du Ministre de l'instruction publique, M. *Rouland*, *Le Verrier* proposa au Ministre de la marine, l'amiral *Hamelin*, de se servir du réseau météorologique déjà établi *pour suivre les tempêtes à la surface de l'Europe et prévenir les ports de l'approche du fléau.*

Ce ne fut que deux ans après que l'amiral *Hamelin*, ministre de la marine, se souvenant des propositions de *Le Verrier*, s'occupa de mettre l'Observatoire en mesure de correspondre télégraphiquement avec les ports. Mais pendant cet intervalle l'Observatoire de Paris ne resta pas inactif, on organisa la publication régulière d'un bulletin quotidien renfermant toutes les observations reçues par le télégraphe. A partir du 1er janvier 1858, le Bulletin devint plus important et forma un fort volume grand in-4°. A partir de l'automne de l'année 1863 ce bulletin donna chaque jour la carte de l'état de l'atmosphère avec les isobares sur l'Europe (voir planche hors texte n° IV).

Au printemps de 1860 *Le Verrier*, de concert avec le Ministre de l'instruction publique, de l'intérieur et de la marine, orga-

(1) Comptes rendus de l'Académie des Sciences, p. 439.

nisa à partir du 1er avril un service régulier *d'informations* pour les ports français, mais la résistance de la commission nommée par le ministère de la marine l'empêcha de réaliser son plan *d'avertissements*, ce qui eut été bien préférable. « Chaque » jour (lettre à M. *Airy*) nos ports joignent l'état de la mer » fourni par la marine à la dépêche qu'ils expédient le matin à » Paris. Immédiatement les divers ports reçoivent communica- » tion de l'état de l'atmosphère et de la mer dans les parages » qui leur importent. Ainsi Cherbourg reçoit Dunkerque, le » Hâvre et Brest. Dans l'après-midi, à 3 heures, les ports infor- » ment de nouveau Paris de l'état de l'atmosphère et de la mer, » mais omettent le baromètre et le thermomètre, qui sont compris » dans l'envoi du matin. Immédiatement ces dépêches de 3 heures » sont adressées aux ports qu'elles intéressent....

» Nous devrions vous adresser deux fois chaque jour, par » voie télégraphique, les documents météorologiques qui sont à » notre disposition et qui peuvent intéresser la sécurité de la » marine anglaise.

» L'Amirauté peut, dès à présent, choisir les stations suivan- » tes : Dunkerque, le Hâvre, Cherbourg, Brest (Ouessant), » Lorient, Rochefort, Bayonne, Cette, Toulon et Antibes. Nous » vous prions toutefois de ne réclamer que ce qui vous est » strictement utile, afin de nous conserver plus de facilités pour » vous transmettre ultérieurement les dépêches des nations étran- » gères et dont nous disposerons.

» En retour la marine française désirerait avoir connaissance » de l'état de l'atmosphère et de la mer à Scarborough (mer du » Nord), à Portland et au cap Lezard, à Cork et à Galway » (Irlande). Nous adressons les mêmes propositions à l'Espagne, » à qui nous demandons, par réciprocité, la Corrogne, Cadix, » Carthagène, Barcelone et Mahon ; à la Sardaigne, dont nous » réclamons Gênes et Cagliari ; à la Hollande, en sollicitant d'elle » le Texel.

» Nos correspondants des diverses parties de l'Europe, à qui » je dois un compte-rendu des nouvelles phases de nos opéra- » tions, jugeront sans doute que nous avons prudemment agi en » commençant par organiser un service régulier pour les ports. » Il ne nous appartenait dans ce cas de stipuler que pour les ports

» français. A chaque nation revient le droit d'examiner ce qui » convient à sa marine. »

A la suite de cette lettre, dont nous donnons des extraits, le service météorologique fut complété par l'envoi de dépêches anglaises impatiemment attendues. Ce service parut intéresser beaucoup les différents pays auxquels il s'étendait, ainsi qu'en témoigne une lettre du représentant de la Sud Marine Telegraph Company, adressée à *Le Verrier*, dans laquelle M. *Power* lui dit : « Il paraîtrait, Monsieur le Directeur, que cette organisation » provenant entièrement de votre initiative a trouvé partout la » plus grande sympathie et est considérée en Angleterre comme » d'une importance du plus haut intérêt pour le commerce et » l'humanité. »

A partir du mois de mai les ports français reçurent, outre les dépêches de notre pays, celles de plusieurs stations étrangères. Au printemps de l'année 1861, *Le Verrier* se préoccupa d'envoyer aux ports non seulement les dépêches qui faisaient connaître l'état du temps en divers lieux, mais encore les avertissements véritables : avertissements correspondant à la première proposition faite en 1857 à l'amiral *Hamelin*, Ministre de la marine, de se servir du réseau météorologique pour suivre les tempêtes et prévenir les ports de l'approche du fléau.

Le Verrier aurait voulu disposer dès le début des ressources nécessaires pour qu'un fonctionnaire spécial puisse être présent nuit et jour au poste central de Paris, ayant à sa disposition toutes les cartes représentant la marche des ouragans étudiés antérieurement. Malheureusement des difficultés assez grandes survinrent entre les divers services qui devaient collaborer à cette œuvre et le service des signaux de tempête put être commencé par *Fitz-Roy* et par *Buys-Ballot* avant d'être mis en pratique en France. Ce ne fut vraiment qu'au milieu de l'année 1863 que *Le Verrier* envoya des avis de tempête d'une façon régulière aux ports de France et des prévisions particulières aux différentes contrées de l'Europe. Encore *Le Verrier* dut-il, à son grand regret, restreindre ce service au strict nécessaire et en particulier il ne put assurer cette vigilance de tous les instants qu'il avait inscrite comme un point capital de son programme. On doit regretter que le service

météorologique n'ait pas été appelé à fonctionner de jour et de nuit, ce qui lui aurait permis de rendre plus de services, et aurait imprimé aux études sur la prévision du temps un caractère d'exactitude qui leur fait encore défaut à l'heure actuelle.

Le nombre des documents reçus à l'Observatoire devint tellement considérable que le bulletin quotidien, dit « Bulletin international de l'Observatoire de Paris », forma l'historique le plus complet de la météorologie de chaque jour qui existât alors. L'Observatoire ayant pris aussi l'initiative de la construction de cartes synoptiques s'étendant de l'Amérique du Nord à la Sibérie, cartes auxquelles collaborèrent les marines de la plupart des pays et dont la réunion forma les beaux *Atlas des mouvements généraux de l'atmosphère*, se trouva être vraiment le centre du mouvement météorologique de l'époque.

Pour arriver à ce résultat, *Le Verrier*, qui comprenait l'insuffisance de l'Europe comme terrain d'étude, s'adressa à la marine française et obtint des observations d'un grand nombre de capitaines, naviguant sur l'Atlantique et la Méditerranée. Dans une lettre aux marins, il dit :

« Malheureusement nos cartes n'embrassent que l'Europe, ce » qui ne suffit pas : elles ne contiennent rien de ce qui se passe » à la surface de l'Océan Atlantique ; et l'on doit d'autant plus » le regretter, que la plupart des tempêtes qui nous assaillent » semblent prendre leur origine dans ces parages.

» Les navires qui sillonnent l'Atlantique sont d'autant d'obser » vatoires dont la position est connue, en général, avec une » exactitude suffisante pour le but qu'on se propose. Les gros » temps, les aires de vent sont notés sur le livre de bord, et » quand, à ces indications générales, est jointe la hauteur d'un » baromètre, qui, malheureusement, ne se trouve pas toujours à » bord, on se trouve en possession de tous les éléments de » discussion nécessaires.

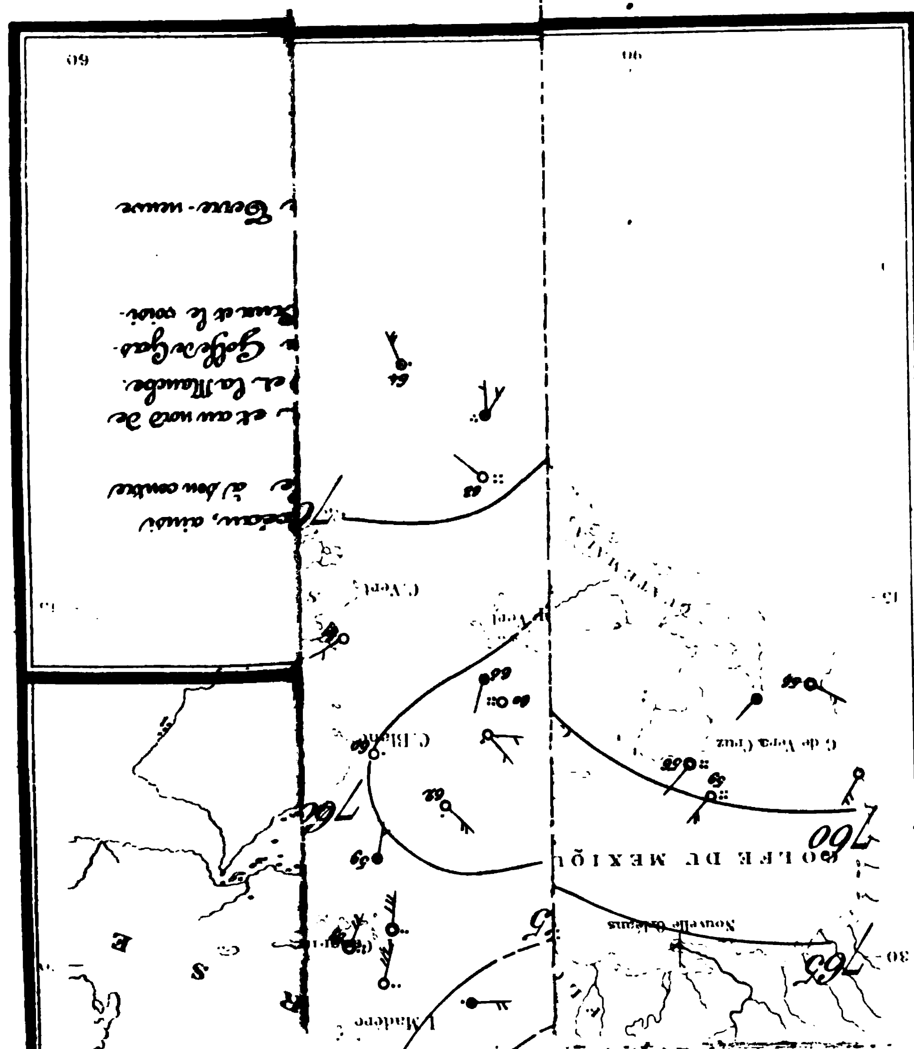
» Nous nous adressons donc, ici, aux Chambres de com- » merce, aux armateurs et à MM. les officiers de marine eux- » mêmes, suivant les circonstances, pour obtenir d'eux commu- » nication des livres de bord ».

Les cartes dressées à l'Observatoire d'après l'ensemble de ces documents, par M. *Baille*, permirent de vérifier sur une plus

Pl. V.

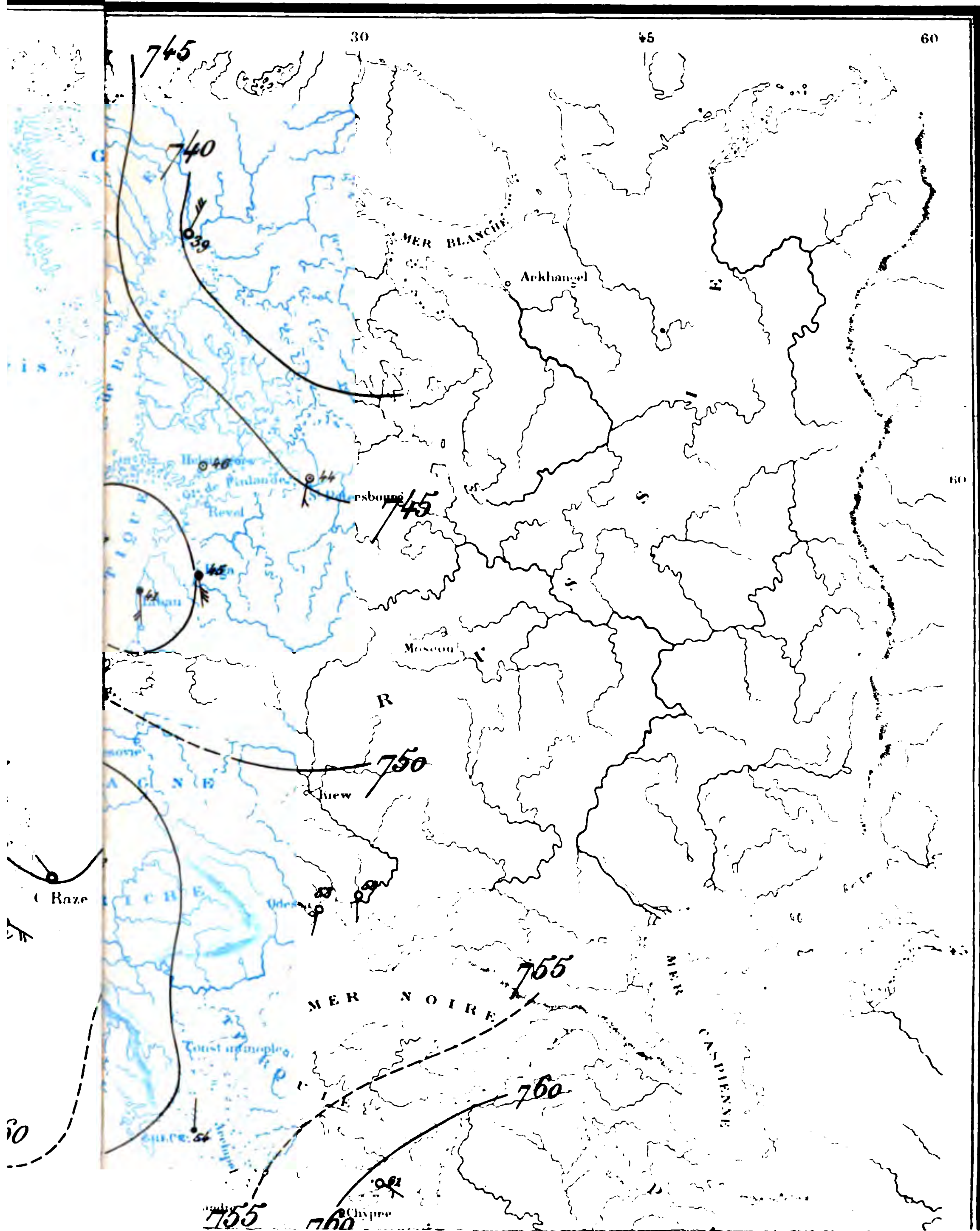
L'IN ... LOGIQUE ... ERVATOIRE ... MPÉRIAL.

121.



NATI A 8h. DU MATIN.

OBSERVATOIRE
IMPÉRIAL



grande surface et de préciser les caractères de la répartition des isobares et la vraie forme des tempêtes, que le bulletin international quotidien avait indiqués par l'étude de chaque jour. Nous donnons comme exemple les cartes du 29 septembre et du 13 octobre 1864. Pl. V, VI.

Les publications de M. *Marié-Davy* et de M. *Sonrel* font connaître de quelle manière la circulation atmosphérique était comprise à cette époque. Elle se rapproche du reste d'une façon presque complète de notre manière de voir actuelle.

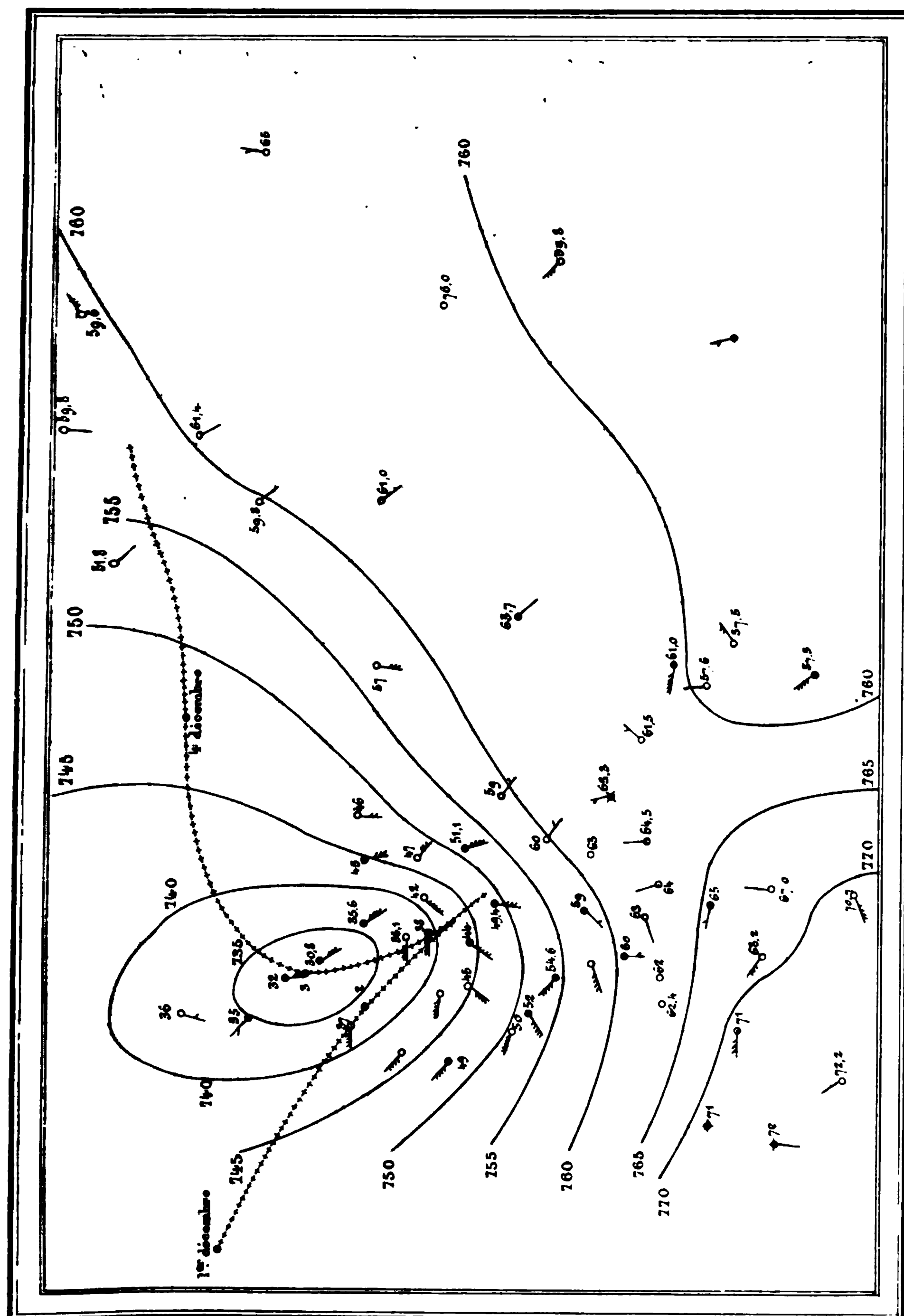
Dans son livre « Les mouvements de l'atmosphère et des mers, » M. *Marié-Davy* montre que dans les zones tempérées comme près de l'équateur, les bourrasques (c'est ainsi que l'on désignait les tempêtes ou coups de vent avec dépression barométrique) ont toujours le même caractère de tempête rotatoire, que toujours une dépression barométrique ayant un minimum central coexiste avec le météore, que la translation des centres se fait sur notre continent avec une vitesse uniforme (1) et suivant des routes à peu près constantes (1) variables seulement avec les saisons. Ces bourrasques nous arrivent toutes formées sur nos côtes, elles les abordent suivant les cas à des latitudes différentes. D'après les cartes des mouvements généraux on peut suivre certaines dépressions depuis le golfe du Mexique. A certaines époques de l'année on voit se former des dépressions sur le bord septentrional du gulf-stream en des points variables de l'Océan; de là elles sont entraînées vers le Nord puis vers l'Est. Toutes cependant ne prennent pas naissance dans ces parages, particulièrement dans la saison chaude, on en voit naître un peu au nord de la ligne des calmes du tropique nord et dans les parages des Açores, près de la région où l'alizé du Nord-Est remonte le plus haut vers le Nord et atteint sa plus grande intensité. Il ne se passe pas de jour sans qu'un mouvement tournant et souvent même plusieurs ne voyagent sur l'immense région étudiée par ces cartes. Généralement ils traversent l'Europe, simultanément à diverses latitudes, les premiers, visitant

(1) Cette régularité, admise d'abord, a été controuvée dans la suite, quand les documents ont été plus nombreux.

les côtes septentrionales de la Norvège et de la Laponie, se dirigent vers l'Oural, pendant que les autres passent sur la France, l'Autriche et la vallée du Danube en côtoyant le Portugal et le sud de l'Espagne ou exercent leur action sur les côtes d'Afrique. Entre ces trajectoires des mouvements tournants, remarquables par les mauvais temps, la force et la variation du vent, les fortes oscillations du baromètre, on voit des zones où l'air reste calme ou agité seulement par de faibles brises et où le beau temps règne. Les trajectoires des bourrasques s'abaissent-elles un peu vers le sud ou remontent-elles vers le nord, les régions exposées précédemment au mauvais temps rentrent dans le calme et les autres prennent leur place. Ce fait simple mais d'une importance capitale à cause de ses conséquences, a permis d'assigner une cause générale aux variations brusques de nos climats ; bien que les courants généraux y aient toujours la direction indiquée par *Maury*, elles peuvent être, en effet, le résultat de faibles variations en latitude des trajectoires des mouvements tournants. Ces derniers, *flotteurs entraînés par des mouvements généraux, nous éclairent sur leur vraie direction.* — Ainsi ces bourrasques circulent dans les courants généraux venant du Sud-Ouest. — M. *Marié-Davy* assigne aux bourrasques une cause unique, une condensation brusque produite dans un courant humide et chaud par sa rencontre avec un courant plus froid ou son passage sur des régions refroidies. La rotation de la terre donne naissance, comme on le conçoit aisément, à une différence de grandeur et de direction dans les vitesses de deux masses d'air venant du Nord et du Sud pour remplir le vide et un mouvement tournant analogue aux tourbillons de nos rivières est la conséquence de ces deux faits. Il est ensuite entraîné par le courant général et la combinaison des deux vitesses de rotation et de translation explique la présence des vents forts d'un seul côté du tourbillon pendant qu'un calme relatif règne vers le centre et que de l'autre côté, le vent est faible, nul ou même de sens inverse à la rotation, si ce dernier mouvement est assez faible par rapport à la translation. Or, à mesure que le tourbillon s'avance, il tend à entraîner l'air environnant et par suite son cercle d'action augmente à mesure qu'il s'éloigne de son origine. La consé-

PL. VII.

CARTE MÉTÉOROLOGIQUE DU 3 DÉCEMBRE 1863.

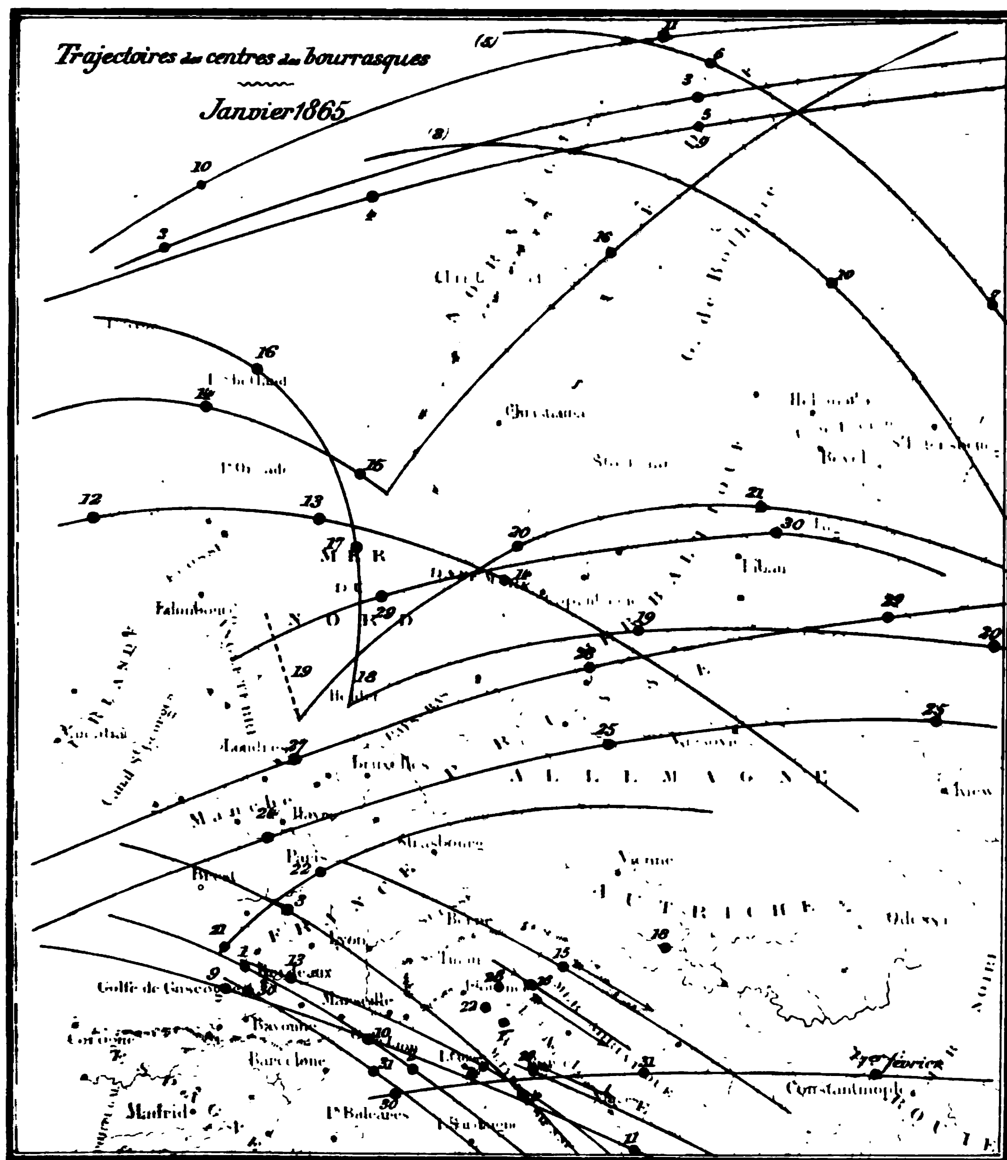


Extrait de l'ouvrage: Les Mouvements de l'atmosphère par H. Marie Davy.

PL. VIII.

ETUDES SUR LES MOUVEMENTS GÉNÉRAUX DE L'ATMOSPHÈRE

par Mr SONREL



quence en est que la vitesse angulaire de rotation diminue et que le tourbillon ne montre plus qu'une de ses moitiés. Mais qu'on tienne compte de la vitesse de translation, on retrouve le tourbillon complet comme il s'en présente quelquefois et comme cela arrive toujours près de l'équateur où la vitesse de rotation est grande et celle de translation faible. Nous donnons un exemple (Pl. VII) des cartes qui ont servi à ces recherches pour l'Europe d'après l'ouvrage de M. *Marié-Davy*.

M. *Marié-Davy* compare la bourrasque au tourbillon formé par un ventilateur à axe vertical et qui aspire l'air par le haut et le bas, tandis qu'il le rejette dans la région moyenne où la vitesse de rotation est le plus rapide et ainsi l'effet centrifuge maximum.

Sonrel, dans ses travaux et en particulier dans un mémoire sur les mouvements généraux de l'atmosphère, publié dans l'annuaire de la Société Météorologique pour 1867, a étudié la trajectoire des dépressions barométriques et les effets de la giration du vent due aux *bourrasques* sur les vents régnants ; la planche VIII représente une des cartes donnant les routes suivies par les centres de basses pressions en Janvier 1865. Ces recherches ont montré d'une façon tout-à-fait sûre que les variations journalières du temps sont directement liées à la marche et aux caractères des dépressions barométriques et à la position des centres de haute pression.

Après l'organisation des observations à la mer, *Le Verrier* se préoccupa de l'étude des orages.

Ces recherches feront l'objet d'un chapitre spécial. Nous nous bornons à reproduire ici la lettre qu'il adressait, au milieu de l'année 1864, aux Présidents des Conseils généraux de France, lettre dans laquelle il développe tout son plan de recherches scientifiques et qui, à ce titre, mérite d'être citée :

« Monsieur le Président et honoré collègue, l'étude de la » météorologie n'a pas conduit, dans le passé, aux résultats » théoriques et pratiques sur lesquels on avait cru pouvoir » compter. Il n'y a pas lieu de s'en étonner. On s'est trop » attaché à des détails lorsque les grandes lois des mouve- » ments de l'atmosphère sont à peine soupçonnées. L'histoire » des sciences nous montre que l'examen des phénomènes de

» la nature doit toujours commencer par ceux qui, s'accom-
» plissant sur une plus grande échelle, ne sont pas altérés
» dans leurs résultats généraux par mille causes secondaires.

» L'observation et la discussion des phénomènes de notre
» atmosphère sont, il est vrai, fort difficiles, surtout parce
» qu'on doit embrasser à la fois une grande étendue, sinon
» toute la surface de la terre. Les alizés nord et sud, le
» courant aérien de retour, les courants polaires, les courants
» marins, le *gulf stream*, et les causes principales de ces mou-
» vements, l'action du soleil, l'échauffement des continents, la
» rotation de la terre, tout doit être pris en considération. Et
» quant aux observations, mieux vaudraient des faits constatés
» partout à la fois, pendant le cours d'une seule année, que
» quelques observations éparses poursuivies pendant un siècle.

» De grands progrès ont déjà été accomplis dans cette voie.
» Un ensemble d'observations, recueillies chaque jour sur
» divers points de l'Europe, viennent se concentrer à Paris, où
» elles sont discutées. On en déduit des prévisions que le
» télégraphe reporte aux diverses capitales et de là sur toutes
» les côtes, depuis Cherbourg jusqu'à Gibraltar, de Barcelone
» à Naples et dans l'Adriatique, dans la mer du Nord et la
» Baltique et jusque dans la mer Noire. Le Ministre de la
» Marine d'Italie réglementait hier, dans les ports du royaume,
» l'emploi des prévisions télégraphiques adressées par la
» France, et la Russie s'entendait avec l'Autriche pour que
» ces avis puissent arriver sans retard à Odessa et à Nicolaïef.
» La Norvège réclame la reprise des communications inter-
» rompues par la guerre.

» Quelque vaste qu'elle soit, cette organisation s'est prompte-
» ment trouvée insuffisante, et il a fallu étendre les études à
» la surface de l'Atlantique. La marine impériale de France
» s'y emploie avec empressement ; le Portugal organise les
» Açores, l'Espagne les Antilles. Mais cela même n'eut pas
» suffi encore, si la marine du commerce n'avait entendu
» l'appel qui lui a été fait et n'avait donné un puissant con-
» cours individuel. Il n'est guère de bâtiment sillonnant l'Atlan-
» tique ou la Méditerranée qui ne rapporte aujourd'hui des
» observations précieuses. Ces observations, relevées à mesure

» qu'elles arrivent, contribuent à la formation d'un atlas des
» tempêtes qui offre un grand intérêt et qui devrait à la fin
» de chaque année être publié.

» Ces travaux européens, dont profite la marine, ne doivent
» pas nous faire perdre de vue l'ensemble de la France. Le
» moment semble venu d'étudier les phénomènes généraux de
» son climat.

» Nous n'avons pas à distinguer entre la science et ses appli-
» cations, constituons l'une, et les autres viendront d'elles-
» mêmes. On connaît les services rendus par les commissions
» hydrométriques des bassins du Rhône et de la Meuse;
» naguère nous aidions le Mecklembourg dans ses récoltes en
» le prévenant de l'arrivée des pluies.

» La marche à suivre est d'ailleurs tracée; il faut multiplier
» les observations sur tous les points du territoire, pendant
» une période de temps dont l'expérience fixera la durée.

» Or, Monsieur le Président, pour l'étude d'une des questions
» les plus importantes, les orages, qui, chaque année, font tant de
» mal aux campagnes, une station par département est abso-
» lument insuffisante. Il en faudrait une par canton au moins.
» Veuillez ne pas vous en effrayer; ces stations secondaires
» ne coûteront à établir que de la bonne volonté, qui ne fait
» jamais défaut.

» Les orages qui parcourent d'assez longues distances, toute
» la longueur de la France quelquefois, n'occupent, en général,
» qu'une largeur assez restreinte ; ils passeraient entre les
» chefs-lieux des départements sans être constatés, tout au
» moins leur marche, leur gravité, leur étendue, resteraient
» inconnues, et leur étude serait, comme par le passé,
» impossible.

» De là l'indispensable nécessité de multiplier les obser-
» vateurs, sans qu'on doive pour cela les pourvoir d'instru-
» ments. Ce qu'il faut seulement, ce sont des témoins éclairés
» qui veuillent bien constater l'arrivée, la fin de l'orage, son
» intensité, la pluie et la grêle tombées, l'intervention du
» tonnerre et des éclairs dans ces bourrasques, le point de
» l'horizon d'où elles sont venues, celui où elles vont ».

Ainsi, vers 1865, l'organisation du Service météorologique

était à peu près complète en France et ne reçut d'importantes améliorations que près de dix ans plus tard, quand *Le Verrier* fut rappelé à la direction de l'Observatoire.

Nous allons suivre maintenant les progrès de la météorologie télégraphique dans les pays voisins.

Nous avons vu précédemment qu'en Angleterre un mouvement assez marqué pour l'organisation d'un service météorologique télégraphique s'était dessiné dès 1849 et qu'à l'Exposition de Londres une carte journalière du temps avait paru pendant plus de deux mois, tentative qui ne fut reprise que bien des années plus tard dans le Royaume-Uni.

Cependant dans le domaine scientifique les météorologistes anglais ne restèrent pas inactifs et publièrent plusieurs travaux d'un grand intérêt.

En 1852, *F. P. B. Martin* a publié à Londres, dans un gros volume, une recherche importante sur les tempêtes tournantes de l'Atlantique nord (1). Déjà, en 1846, l'amiral *sir Francis Collier* l'avait prié de s'occuper de cette question si importante pour les marins. Les travaux de *Redfield*, *Reid* et d'autres avaient prouvé que chaque baisse barométrique assez considérable entre les tropiques est accompagnée d'une rotation du vent autour du minimum barométrique, et que là chaque tempête est un grand tourbillon. Par des observations faites par lui-même, *Martin* avait obtenu la conviction que les tempêtes étaient de la même espèce en Angleterre. En effet, pendant chaque passage d'un minimum barométrique, la giration du vent était invariablement la même qu'elle aurait été pendant le passage d'une tempête tournante.

Alors il s'est proposé d'étudier sur un espace aussi grand que possible tous les changements du temps pendant les vingt-cinq jours du 28 mars au 21 avril 1850. Par l'intermé-

(1) A memoir on the Equinoctial Storms of march, april 1850; an inquiry into the extent to wich the Rotatory Theory may be applied. Impensis suis domi auctor imprimebat e typis Thomæ Patch. AA. D. 1, paragr. 51-52.

diaire de la « *Trinity House* » tous les chefs des phares anglais ont observé, pendant ces jours, selon ses indications. Ils ont suivi toutes les variations du baromètre avec la plus grande attention en notant non seulement la pression atmosphérique à des heures déterminées, mais aussi les moments auxquels le baromètre a passé par un minimum. De plus il s'est procuré un grand nombre de livres de bord des vaisseaux qui avaient traversé l'Atlantique nord pendant ces jours, de plus, et par l'intermédiaire du ministre des affaires étrangères, le célèbre lord *Palmerston*, il a reçu une quantité considérable d'observations de la plus grande partie de l'Europe.

Pendant cette période le temps fut très mauvais. Dix minima barométriques se succédèrent. Il était toujours possible d'indiquer sur une carte la situation d'un centre de tourbillon. Pour chaque tempête il donne une ou plusieurs cartes sur lesquelles il a tracé les routes des différents vaisseaux et les positions successives du centre du tourbillon en question. C'était pour ainsi dire une application continuelle de la loi de *Buys-Ballot* avant que cette loi n'eût été énoncée. En effet, chaque observation de la direction du vent et de sa giration depuis l'observation précédente donnait la direction du centre par rapport à chaque station sur terre et sur mer. Ces directions se croisaient toujours au point où se trouvait en même temps le minimum barométrique.

De là *Martin* a tiré la conclusion que toutes les tempêtes de la zone tempérée sont de la même espèce que les tempêtes tropicales, c'est-à-dire des *tempêtes tournantes*. Il s'étend longuement sur toutes les applications maritimes de cette découverte.

Enfin il propose d'établir un service de prévision au bureau du Lloyd à Londres, basé sur les télégrammes d'un grand nombre de stations d'une aussi grande partie de la terre que possible; il propose même d'essayer de relier l'Europe à l'Amérique avec un câble sous-marin; on réunirait là une fois par jour des observations « synoptiques », et on pourrait construire une carte du temps semblable à celles exposées à l'Exposition de 1851, et en cas de danger avertir par télégrammes en temps utile les ports menacés.

Quelques années plus tard, *W. H. Bayley Webster* a fait des recherches plus exactes, considérées à juste titre comme fondamentales. *Webster* cherche à démontrer dans un gros livre (1), que la marche des instruments météorologiques présente une périodicité de trente jours environ. Quoi qu'il en soit, pendant ces recherches il trouva qu'il existe *une relation étroite entre les variations du vent et celles du baromètre*, et il consacre plusieurs chapitres à étudier de plus près cette relation.

Premièrement il se pose la question de savoir : d'où vient ce courant d'air chaud et humide qui coule presque sans interruption au-dessus des îles Britanniques amenant des nuages chargés de trésors plus précieux que l'or ? Déjà, dans l'ancien testament, Job parle du « poids des vents » (2). Mais c'est précisément le baromètre qui nous donne le poids de l'air, c'est la balance par laquelle nous pouvons peser « le poids des vents ». En effet, la hauteur moyenne barométrique à Madère étant 30,136 i. ($765,4^{mm}$) et à Londres 29,826 i. ($757,5^{mm}$), il y a entre ces deux stations une différence de pression de 21 lbs. par pied carré. Cette différence de pression met l'air en mouvement du S.-W. au N.-E. Mais en étudiant la question de plus près il constata que la vitesse des vents du S.-W. varie constamment. Au fur et à mesure que la différence entre Madère et Londres diminue, la vitesse des vents du S.-W. et la quantité de pluie en Angleterre diminuent en même temps, et, si le baromètre devient plus haut à Londres qu'à Madère, la direction du vent est tout de suite renversée. Cela est prouvé chaque fois qu'un temps sec avec des vents boréaux règne sur l'Angleterre. L'année 1826, par exemple, restera longtemps dans la mémoire des cultivateurs anglais à cause d'une sécheresse excessive. En juin 1826, la hauteur barométrique moyenne à Londres était de 30,283 in. ($769,2^{mm}$) et à Madère de 30,166 in. ($766,2^{mm}$) ; ainsi la pression de l'air devait causer un vent venant du côté du Nord. Il étudie dans le même but les observations du Rév. P. *C. Clouston*

(1) The recurring monthly periods and periodic system of the atmospheric actions, etc. London 1857, 286 pages.

(2) Job XVIII, 25 : *Qui fecit ventis pondus, et aquas appendit in mensura.*

faites à 9^h A. M. et 9^h P. M. à Sandwick Manse, aux îles Orcades, en les comparant aux observations simultanées à Greenwich. Il a dessiné les courbes barométriques, rouges pour Greenwich et noires pour les Orcades, et indiqué les vents à Greenwich par des flèches, rouges pour les vents du Sud et noires pour les vents du Nord. Un de ces diagrammes, celui pour janvier 1843, est publié dans le livre. Les résultats sont les suivants : Si les baromètres ont la même hauteur aux deux stations, ce qui arrive à de rares intervalles, il règne un calme plat ou des brises folles. Si le baromètre est plus haut à Greenwich qu'aux Orcades, ce qui est le cas ordinaire, il y a toujours un vent du S.-W. dont la vitesse est proportionnelle à la grandeur de la différence de pression, une différence de 0.7-0,8 pouces anglais, amenant une très forte tempête. Aussitôt que la différence diminue, la vitesse du vent diminue en même temps, et si le baromètre monte plus vite qu'à Greenwich, la direction du vent change simultanément avec le changement du signe de la différence et passe au Nord par le N.-W. Ainsi le baromètre agit comme la balance la plus exacte (p. 201). « C'est le baromètre qui produit le vent ». « La différence de poids de deux colonnes d'air est la cause immédiate et directe du vent, l'air ayant le plus grand poids coulant vers l'endroit où la colonne d'air est plus légère, et la force, la pression et la vitesse du vent sont directement proportionnelles à la différence de poids des deux colonnes » (p. 216).

Quelquefois il fut étonné par des exceptions apparentes. Le 4 février 1843, par exemple, il y avait à Londres une formidable tempête du S.-W., avec une pression barométrique de 28,46 i. (722,6^{mm}), tandis que le vent aux Orcades était en même temps faible de l'Est avec une pression de 28,56 i. (725,2^{mm}). Mais, dans ce cas, comme dans des cas analogues, il a découvert par des recherches spéciales qu'il y avait entre les deux un minimum barométrique ; le jour en question ce minimum se trouva juste au Sud des Orcades au Nord de l'Écosse ; la différence de pression entre ces deux régions étant très petite, le vent aux Orcades devait être très faible.

Webster va plus loin. « Je suis disposé », dit-il, « à consi-

» dérer les actions de l'atmosphère comme agissant sur une » grande échelle. Les mêmes lois trouvées pour l'Atlantique » Nord et l'Angleterre doivent régner partout. » En comparant les moyennes barométriques mensuelles et annuelles d'un grand nombre de stations sur les deux hémisphères terrestres, il a constaté qu'il y a toujours une différence barométrique qui cause les vents : les alizés, les moussons et les vents dominants, S.-W. au Nord et N.-W. au Sud des tropiques. Il lui aurait presque suffi d'indiquer ces résultats sur des cartes pour avoir eu le mérite de donner les premières cartes des isobares et des vents moyens, ce qui fut fait dix années plus tard par M. *Buchan* (1).

Jusqu'ici les météorologistes avaient considéré les basses pressions et les mouvements cycloniques. M. *Francis Galton* est le premier qui ait, pour ainsi dire, fait la découverte des aires de hautes pressions limitées, auxquelles il a donné le nom d'*anticyclones*. Il a publié à Londres, en 1863, un travail magnifique : *Meteorographica* (2). Au commencement, M. *Galton* indique les difficultés presque insurmontables que rencontraient à ce temps ceux qui voulaient construire des cartes synoptiques sur une vaste étendue. Même, quand on dispose des observations publiées in extenso dans les différents pays, il faut passer beaucoup de temps pour réduire les observations et construire des cartes. Pour les études climatologiques on a besoin des moyennes. Les observations directes, au contraire, sont nécessaires surtout pour l'étude du temps, c'est-à-dire pour la météorologie dynamique. Donc, il faut que ces observations soient publiées de telle manière qu'on puisse les employer facilement. Par conséquent il pense qu'on ne doit pas les publier en tableaux de la manière usuelle. Il propose

(1) M. E. Renou a publié probablement la première carte d'isobares moyennes qui ait été dressée. Cette carte, représentant l'Europe et la Méditerranée, accompagne un mémoire sur les isobares, présenté à la Société météorologique de France en 1865.

(2) Meteorographica, Methods of mapping the weather ; illustrated by upwards of 600 printed and lithographed diagrams referring to the weather of a large part of Europe, during the month of december 1861. Fol. obl.

Ce livre étant assez rare, nous sommes très obligés à M. le Dr *G. Hellmann*, de Berlin, qui a bien voulu en mettre un exemplaire à notre disposition.

1861, Dec. 2.
Morning

1861 Dec. 2
Morgen

EXPLANATION OF THE SYMBOLS USED IN THE WEATHER CHARTS.

Rain.

Rain.

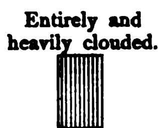


Snow.



Cloud.

Entirely and heavily clouded.



Entirely clouded.



Mostly clouded.



Half clouded.



A few clouds.



Clear blue sky.



Direction of Wind.



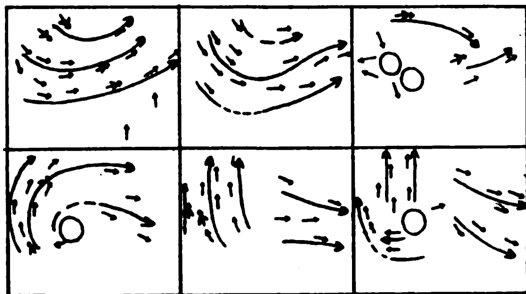
Force of Wind.



In each compound symbol the upper figures, as {30 30 / 29 72} respectively signify {30.30 / 29.72} to be the heigth of the barometer in English inches.
The lower figures 34—1 mean 34° is the heigth of Fahrenheit thermometer, and 1° is its excess over the thermometer with a moistened bulb.

Decr 1

2



Explanation.

The arrows fly WITH *the Wind:— thus ——→ is a West Wind.*
The ⇸ express selected groups of observations ⇸ is gentle or moderate; ⇸ is strong or a gal
The ——→ are deductions from the ⇸

TEOROGRAFICA.

Dec. 1. **Morning.** Morgen.



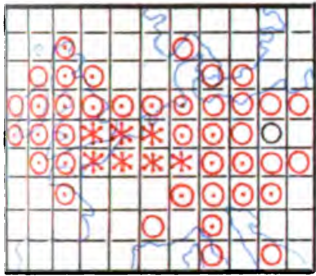
Afternoon. Nachmittag.



Evening. Abend. Dec. 1.



Dec. 2. **Morning.** Morgen.



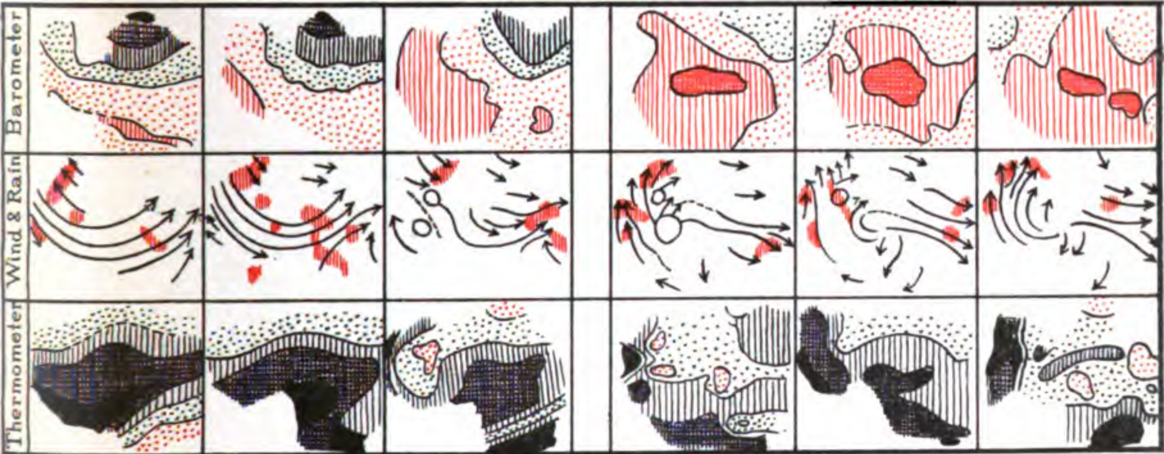
Afternoon. Nachmittag.



Evening. Abend. Dec. 2.



Dec. 1. **Dec. 2.**



EXPLANATION OF SYMBOLS.

Barometer	29·95-29·71 In. / 29·96-30·20 In.	29·70-29·46 In / 30·21-30·45 In.	29·45-29·21 In. / 30·46-30·70 In.	29·20 In. & below / 30·71 In. & above
Wind & Rain	WIND:- from West; from North.	RAIN:-		
Thermometer	33-37° F. / 32-28° F.	38-42° F. / 27-23° F.	43-47° F / 22-18° F.	48° & above. / 17° & below

la disposition suivante. Chaque observation en chaque lieu devait être publiée ainsi :

London 29.27 N. N. W. 2. VI. 34.1	au lieu de la forme	Bar. 29.27, Vent N. N. W., Force 2, Nuage, 6. Temp. 34°, Therm. sec — mouillé 1°, à Londres.

on peut remplacer les nombres par des signes convenus. Enfin, il vaudrait mieux imprimer ces carrés *sur des cartes*. Si l'on a fait trois observations par jour on aura besoin de trois cartes par jour. Partant de ces cartes il serait très facile de construire des cartes synoptiques pour chaque élément météorologique. Une série continue de telles publications embrassant deux ou trois années seulement donnerait un « impetus » extraordinaire à la science météorologique. Pour donner un exemple M. *Galton* a étudié de cette manière le mois de décembre 1861. Il s'est procuré une quantité considérable d'observations avec beaucoup de peine, de la plupart des pays de l'Europe, et à l'aide de ces documents a pu discuter le temps simultané trois fois par jour sur cette partie du globe. Premièrement il a inséré les observations sur 93 cartes de la manière indiquée plus haut (voyez la planche n° IX, hors texte). Puis il donne pour tous les éléments météorologiques des cartes synoptiques, construites par des méthodes différentes (Voyez la planche). Dans les premières cartes barométriques, un cercle noir indique une pression atmosphérique de 29,95 à 29,71 inches ; un cercle rouge une pression de 29,96 à 30,20 i. ; un cercle avec un point : noir, 29,70 à 29,46 i., rouge, 30,21 à 30,45 i. ; une étoile : noire, 29,45 à 29,21 i., rouge, 30,46 à 30,70 i., et un cercle peint en noir, une pression au-dessous de 29,20 i., peint en rouge, une pression au-dessus de 30,71 i. Pour les autres cartes, voir l'explication des symboles sur la planche IX.

Nous donnons la reproduction des cartes des deux premiers jours. On voit, le 1er décembre, qu'une dépression barométrique marche de l'W. vers l'E. avec les vents circulants autour

du minimum en sens inverse des aiguilles d'une montre et que la température est très élevée en général. Les cartes du 2 décembre, au contraire, font voir une circulation de vent *en sens direct* autour d'un maximum barométrique accompagnée d'une baisse considérable de la température. Ces cartes sont typiques.

« J'ai déduit », dit-il, « de ces cartes, comme je l'ai expliqué » dans un petit mémoire lu devant la Société Royale (1), l'exis- » tence non seulement de cyclones, mais de ce que j'ose appeler » des « anticyclones ».

« En comparant les directions des vents dans les lithogra- » phies noires et rouges avec les cartes barométriques placées » au-dessus, on trouvera pendant tout le mois un fait constant. » C'est qu'une ligne tirée de la plus haute pression à la plus » basse est toujours coupée par la direction du vent à peu près » à angle droit du côté gauche au côté droit, en comptant la » direction *de* la haute *vers* la basse pression. Comme le vent, » selon la théorie ordinaire bien connue, attiré en dedans vers » le centre d'une dépression avec des courants d'air ascendants, » se met en rotation (dans notre hémisphère) dans *un sens inverse* » du mouvement des aiguilles d'une montre, ainsi, au contraire, » l'air divergeant *en dehors* d'une aire centrale avec des courants » descendants denses, ou avec de l'air accumulé, se met en » rotation dans *le même sens* que les aiguilles d'une montre... Les » régions où règnent les calmes sont toujours celles où la » pression est la plus haute... Les vents avoisinant ces régions » des calmes sont toujours très faibles ou des brises folles. »

C'est là la première description des anticyclones. Les idées des courants verticaux, ascendants dans les cyclones et descendants dans les anticyclones sont aussi très remarquables pour ce temps-là. Du reste, ce qu'il dit sur les changements des vents et sur la distribution et la variation de la température pendant le passage des cyclones et des anticyclones est un peu vague, et il ne formule pas de lois exactes à cet égard. Malgré cela et quoique sa manière de publier les observations et de construire les cartes synoptiques n'ait pas été adoptée par les météorolo-

(1) Voyez Proceedings 1863, p. 385.

gistes, le *Meteorographica* de *Francis Galton* sera toujours considéré comme l'un des travaux les plus importants dans le domaine de la météorologie dynamique.

Pendant que ces recherches scientifiques étaient poursuivies avec une remarquable persévérance par les particuliers, le gouvernement anglais ne restait pas indifférent au mouvement météorologique, et à la suite de la conférence maritime de Bruxelles, réunie elle-même sur l'initiative de *Maury*, il organisait une section du Board of Trade, destinée spécialement aux recherches météorologiques et plaçait à la tête de ce service l'amiral *Fitz-Roy*. Ce nouveau bureau consultait au cours de l'année 1854 la Société Royale de Londres sur les desiderata de la science météorologique qui devraient plus particulièrement faire l'objet de ses recherches. Le programme élaboré par la Société Royale en communication avec *Dove*, invité à prendre part aux délibérations, et qui fit l'objet d'une lettre du 22 février 1855 forme un résumé très intéressant des questions qui préoccupaient les météorologistes à cette époque. On y recommande : 1° de discuter et de classer par carrés les moyennes du baromètre, de la tension de la vapeur, de la température, ainsi que les variations de ces éléments, de façon à arriver à étudier la surface complète des océans ; 2° On demande de poursuivre des investigations analogues pour la température de la mer et pour les courants marins et leur vitesse, des études semblables devant être faites sur les limites des alizés. On recommandait de faire faire des observations dans les stations militaires, Gibraltar, Malte, Corfou, sur les côtes de l'Australie, de la Nouvelle-Zélande, et de déterminer par des séries horaires suffisamment longues les corrections à faire aux observations qui existaient déjà.

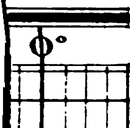
Les idées théoriques qui accompagnent ce programme sont elles-mêmes tirées des travaux de *Maury* et *Dove*. On y insiste d'une façon assez explicite sur l'effet que produit le grand échauffement des continents pendant l'été, l'air se déversant ensuite sur les régions voisines dont il augmente la pression. Deux années plus tard, *Fitz-Roy* eut son attention appelée sur les changements quotidiens du temps sur les Iles Britanniques et, dans son rapport au président du Board of

Trade, en mars 1857 (1), il propose d'observer à de certains moments, remarquables par les changements qui se produisent dans l'atmosphère, les divers éléments météorologiques simultanément à un grand nombre de stations pour la zone comprise entre les parallèles de 40 à 70 Nord et les méridiens de 10 de longitude Est et de 30 Ouest. Cette proposition fut mise en pratique, et la marine américaine, ainsi que des stations météorologiques installées dans les phares, collaborèrent, grâce aux soins du Commodore *Maury*, à ces observations simultanées. Au moment même où ce système était en plein fonctionnement, deux tempêtes d'une grande intensité traversèrent les Iles Britanniques, la première, le 25 octobre, est connue sous le nom de Royal Charter Storm (nous en avons parlé déjà dans le chapitre Ier), l'autre se produisit le 1er novembre. Nous reproduisons une des cartes (Pl. X) dressées à l'aide de ces observations, d'après « The Weather Book » de *Fitz Roy*. C'est alors que l'on commence à se préoccuper d'utiliser pratiquement les divers résultats déjà obtenus en météorologie. L'Association britannique, dans sa réunion de septembre 1859, pria le Board of Trade de s'occuper activement d'étudier les avantages qu'on pourrait retirer de la communication télégraphique entre les différentes parties de la Grande-Bretagne.

Quelques mois après, d'accord avec *Fitz-Roy*, le même Conseil décidait de diviser, au point de vue de la prévision des tempêtes, la Grande-Bretagne en trois « Weather districts », le premier, celui du Nord, comprenant toute l'Écosse, le second, depuis là jusqu'au détroit de Douvres et le troisième, celui du Sud-Ouest, toute la côte Sud et la côte Ouest de l'Irlande. Dans chacun de ces districts, des employés, au nombre de trois ou quatre par district, une fois instruits et munis d'instruments convenables, devaient être chargés de télégraphier à Londres, quand il y aurait lieu, les indications déduites de leurs instruments ; ces observations étaient transmises au Lloyds et à des stations choisies et également répandues par voie d'affiches.

Il faut remarquer à ce propos que le Conseil de l'Asso-

(1) Meteorological papers, 1861, p. 16.



aesures
t d'une
prévi-
an peu

me de
nt les
ntière,
organ-
ombre
com-
ion du
a lieu,
ndres.
eteoro-
8, des
sation.

M. *Le*
on de
e pré-
proche
e télé-
iter et
ulière,
ns une
1860,
é tout
issent

point
1 télé-
pourra
l'orga-
il sera
euro-
centre
enacés

Trade, e
moments,
dans l'at
tanément
entre les
longitude
tique, et
logiques
soins du
Au mom
deux te
Britanni
nom de
le chap
reprodu
observa
C'est al
quemen
ciation
le Boar
tages q
entre l
Que
Conseil
des ter
le pre
second,
celui d
l'Irland
de troi
d'instru
à Lond
leurs i
et à d
d'affich
Il f

(1) M

ciation britannique ne paraissait se proposer par ces mesures que d'arriver à annoncer. l'existence sur tel ou tel point d'une perturbation atmosphérique et non de donner de vraies prévisions du temps comme *Fitz-Roy* le fit dans la suite un peu prématurément sans doute.

Pendant ce temps, *Le Verrier* ayant établi son système de télégraphie du temps, reliant à Paris non pas seulement les différents ports de France, mais ceux de l'Europe entière, demandait au gouvernement anglais de participer à cette organisation à laquelle se rallièrent, dès 1857, un grand nombre de savants de tous les pays. Les dépêches anglaises ne commencèrent à arriver à Paris qu'en 1860, mais l'organisation du service télégraphique et de l'annonce des tempêtes donna lieu, dès 1858, à un échange de lettres actif entre Paris et Londres. Nous trouvons dans le Report of the Committee du Meteorological Departement of the Board of Trade 1866, p. 18, des renseignements très précis sur cette période d'organisation. Nous la reproduisons *in-extenso* :

« En faisant cela, en communiquant l'état du temps, M. *Le*
» *Verrier* se contentait expressément de la communication de
» l'état actuel et repoussait apparemment toute tentative pré-
» maturée de prédiction du temps, autre que celle de l'approche
» des perturbations atmosphériques que l'on savait, par le télé-
» graphe, exister déjà. Il désirait même, tout d'abord, l'éviter et
» réduire le système à une communication journalière régulière,
» de l'état du temps, par des télégrammes périodiques. Dans une
» lettre au professeur *Airy*, l'astronome royal, du 4 avril 1860,
» qui contient sa première proposition, après avoir exposé tout
» au long les mesures qu'il a adoptées et qui lui paraissent
» convenables pour de telles communications », il dit :

« Signaler un ouragan, dès qu'il apparaîtra en un point
» de l'Europe, le suivre dans sa marche au moyen du télé-
» graphe et informer, en temps utile, les côtes qu'il pourra
» visiter, tel devra être, en effet, *le dernier résultat* de l'orga-
» nisation que nous poursuivons. Pour atteindre ce but, il sera
» nécessaire d'employer toutes les ressources du réseau euro-
» péen et de faire converger les informations vers un centre
» principal, d'où l'on puisse avertir tous les points menacés

» par la progression de la tempête », et il ajoute : « cette portion de l'entreprise est aussi de beaucoup la plus délicate. »

« Il faut éviter d'en compromettre le succès en voulant la » produire avant le temps où son utilité universellement sentie » en fera partout réclamer l'organisation ».

Dans une lettre suivante à l'amiral *Fitz-Roy*, du 18 avril 1860, en réponse à une lettre par laquelle l'amiral avait probablement proposé de s'attacher à prédire les tempêtes par un service spécial, il dit : « Le service régulier que nous avons » établi n'est pas tout ce qu'on pourra faire : J'indique à la fin » de ma lettre (comme dans le passage cité plus haut de la lettre » à M. le prof. *Airy*) qu'il faudra ultérieurement établir un » service extraordinaire pour prévenir de la marche des tempêtes » au moment même où elles apparaîtront ». Et après avoir fait ressortir qu'un service si extraordinaire, si on le commence prématurément, peut conduire à de grandes erreurs qui compromettraient tout, il dit : « Si donc, vous me le permettez, » Monsieur l'amiral, je crois devoir vous recommander de ne » pas repousser ce que nous proposons en s'appuyant sur ce » qu'on pourrait faire davantage ».

« L'amiral *Fitz-Roy*, cependant, s'appuyant sur ce que des » renseignements avaient été réunis et suffisamment étudiés » dans son service pendant cinq ans, dans le but spécial de » prévoir le temps, pensant aussi que ce pays-ci (l'Angleterre) » devrait marcher indépendamment et estimant aussi que les » météorologistes avaient donné trop de temps et de travail » à enregistrer et à publier des faits et trop peu d'attention » à arriver à des résultats pratiques, persévéra dans son inten- » tion de prédire ou, pour employer sa propre expression, de » faire l'annonce (forecasting), non seulement des tempêtes, » dont le télégraphe révélait l'existence, mais encore du temps » en général » (Report of the Committee).

Dès le milieu de l'année 1860, le Meteorological Department commence à recevoir télégraphiquement des nouvelles de l'état du temps de onze points des Iles Britanniques et trois points de la France : Le Havre, Cherbourg et Brest. Le *Times* du 5 septembre 1860 publia pour la première fois ces renseignements, complétés par l'indication de l'état du temps, la

veille, à 8 heures du soir, en vingt-cinq stations anglaises.

Après avoir reçu ces télégrammes quotidiens pendant six mois. Fitz-Roy eut assez de confiance dans les résultats de cette organisation pour faire, pour la première fois, en Angleterre, l'annonce d'une tempête qui eut lieu en février 1861. En août, de la même année, on donna une grande extension au service de la prévision du temps en portant de 50 à 130 le nombre des points auxquels les dépêches étaient envoyées et en publiant journellement des prévisions du temps dans les journaux.

Il trouva un concours zélé dans la personne de M. *Babington*, un de ses assistants qui, après sa mort, fut chargé de continuer son œuvre.

Les prévisions devinrent bientôt populaires dans les ports; les gouvernements étrangers demandèrent aussi communication de ces dépêches qui furent envoyées à Paris et, dans les cas intéressants, les annonces de tempêtes furent adressées par le Meteorological office, en Danemark, Suède, Hanovre et Oldenbourg et aussi à Hambourg.

L'intérêt que prit le public aux avertissements du temps fut assez vif pour que l'initiative privée se proposât de publier chaque jour une carte de l'Angleterre avec des signes indiquant l'état du temps (1). Cette carte était composée en caractères typographiques. Malheureusement on ne put réunir les fonds voulus, et l'amiral *Fitz-Roy* ne voulut pas en faire la dépense, n'ayant pas d'allocation spéciale; le type qui représentait le temps du 5 août 1861 fut seul publié. C'est ainsi, comme le fait remarquer M. *G. J. Symons*, qui fut un des premiers collaborateurs de *Fitz-Roy*, que l'Angleterre, qui avait été la première à réunir télégraphiquement les éléments d'une série de cartes du temps publiés à l'Exposition de 1851, se laissa beaucoup devancer par le service de l'Observatoire de Paris qui, dès le 10 septembre 1863, commença la publication des cartes journalières de la pression barométrique et du vent, alors que des cartes similaires ne parurent qu'en 1872, par les soins du Meteorological office.

(1) Voir G. J. Symons. — Scientific Weather Forecasting., dans Science progress, october 1896.

Buys-Ballot, le célèbre directeur de l'Institut météorologique en Hollande, a, depuis 1849, réuni dans l'annuaire (Jaarboek) de cet Institut, des *observations simultanées* faites dans des lieux différents. Il y donna *les écarts* à la moyenne des éléments météorologiques pour un grand nombre de stations. Les écarts au-dessus et au-dessous de la moyenne étant imprimés en caractères différents, il est très facile d'un seul coup d'œil de juger de la répartition simultanée de la température ou de la pression barométrique sur la plus grande partie de l'Europe. Dans l'annuaire de 1852, il publia pour la première fois quelques cartes synoptiques, probablement « à cause de ce que j'avais vu à l'Exposition de Londres, en 1851 », dit-il lui-même (1) (Voyez la planche n° XI hors texte).

Ces cartes ont été reproduites plus tard dans le Ergänzungs-Band n° IV des Annales de Poggendorff, en 1854. Ces cartes donnent, ou cherchent à donner, une relation entre les écarts de la température et la direction du vent. Les contrées où la température a été au-dessus de la normale sont striées verticalement et celles où la température a été trop basse sont striées horizontalement.

Dans son rapport sur le froid exceptionnel en Europe, les 25-28 décembre 1853, dans les Comptes-rendus de l'Académie hollandaise, il a encore publié des cartes construites de la même manière.

Depuis 1855 il a cherché, dit-il, un signe qui devait précéder les vents forts (2). Il l'a trouvé dans la différence de la pression de l'air entre des localités différentes. Cette question fit l'objet de son rapport à l'Académie des Sciences d'Amsterdam (3), en 1857, et il publia un mémoire sur la même matière, en 1860 (4).

Depuis 1852 on trouve dans l'annuaire les écarts de la

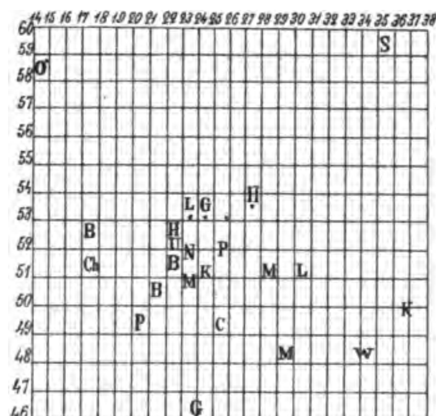
(1) Beredeneerd Register of de Werken van het Konigl. Nederlandsch meteorologisch Instituut tot 1882. Utrecht, 1882, p. 9.

(2) De invoering en verklaring van den Aëroklinoskoop. Utrecht, 1868, p. 19.

(3) Verslagen en Verhandelingen van de K. Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, VII, 1857, p. 75.

(4) Eenige Regelen voor aanstaande weersveranderingen in Nederland. Utrecht, 1860.

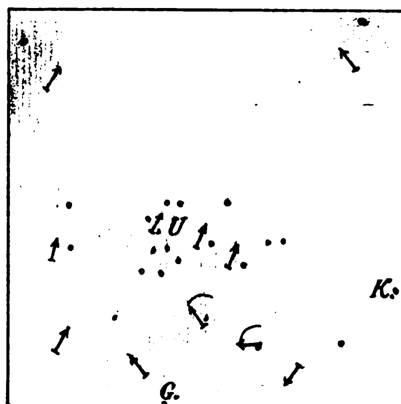
Pl. XI.



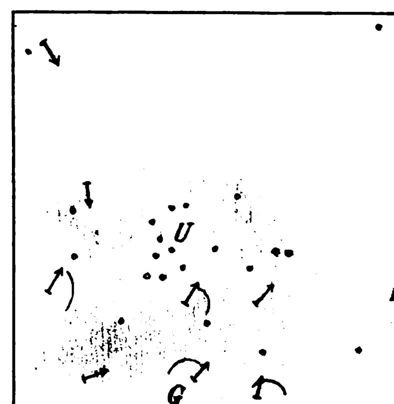
3 Januarij 1852.



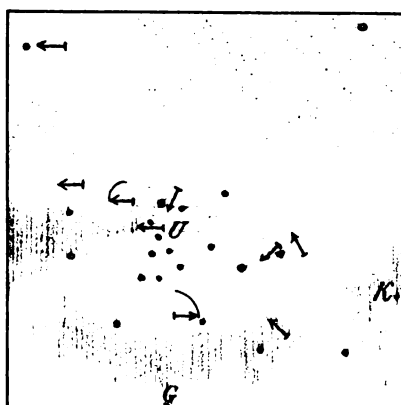
6 Januarij 1852.



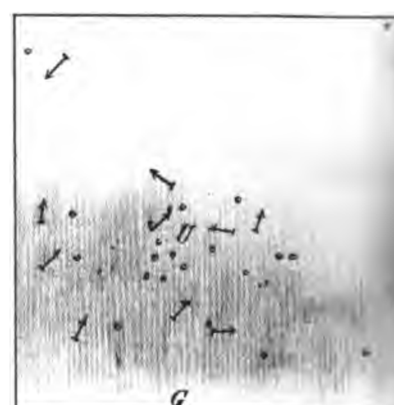
9 Februarij 1852.



29 Maart 1852.

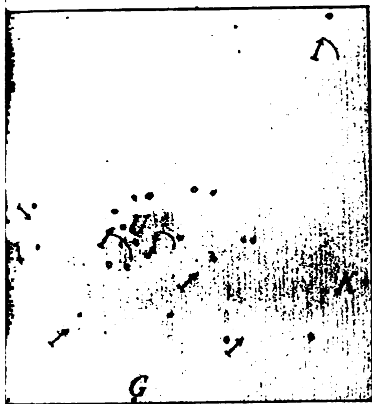


30 Maart 1852.

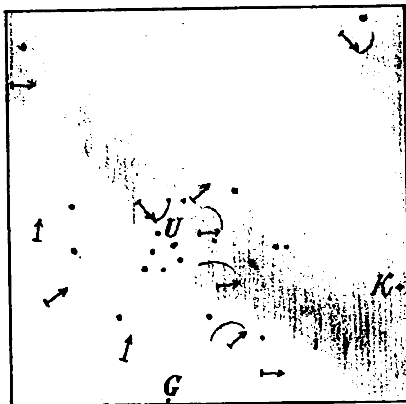


Buys Ballot: Premières cartes

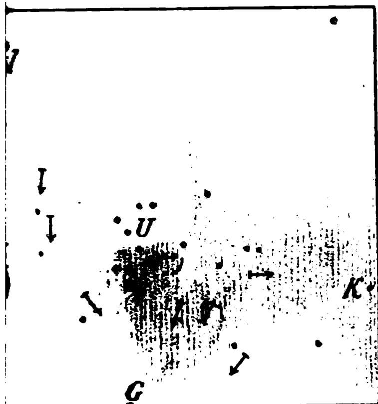
4 Januarij 1852.



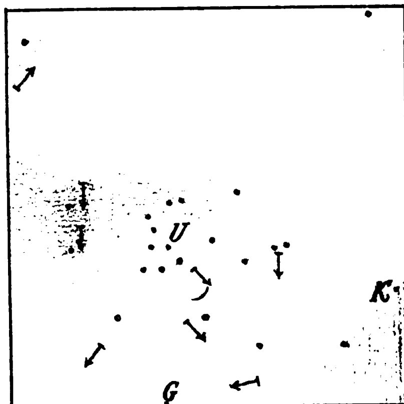
5 Januarij 1852.



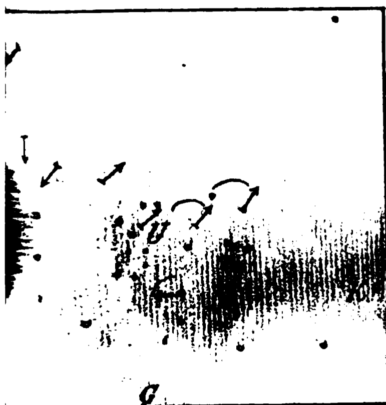
10 Februarij 1852.



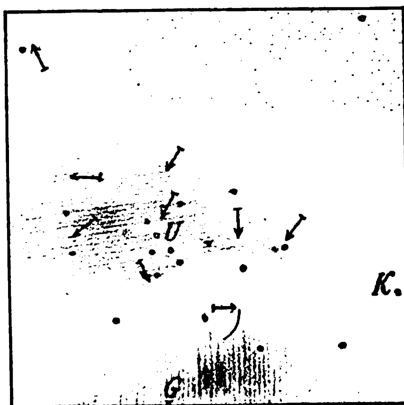
11 Februarij 1852.



31 Maart 1852.



1 April 1852.



ques dans le *Jaarboek* de 1852.

pression barométrique à la pression normale pour chaque jour à 8 h. du matin, aux stations Maestricht, Helder et Groningue, depuis 1855 aussi, pour Flessingue et Nimegue. A côté de cette première donnée il y a un nombre indiquant en millimètres la différence la plus grande entre ces écarts ; si la pression décroît du N. au S., cette différence est appelée *positive* ou *favorable* ; au contraire, si elle décroît du S. au N., il l'appelle *négative* ou *défavorable*. Pour chaque station on donne aussi la direction moyenne et la vitesse maxima du vent pendant les vingt-quatre heures suivantes. Par une discussion de ces chiffres il a trouvé les règles suivantes :

1° On ne peut rien conclure de la hauteur du baromètre en un seul point pour la vitesse ou la direction du vent pendant la journée suivante. On peut tout au plus prévoir qu'en général la vitesse sera moins grande avec une haute qu'avec une basse pression. Cela est prouvé par le tableau suivant, dans lequel la force du vent est indiquée par sa pression en livres néerlandaises sur une surface d'un El (aune) néerl. carré :

HAUTE PRESSION				BASSE PRESSION			
ÉCART barométrique mm.	FORCE DU VENT 1856 Temp. trop haute	Temp. trop basse	1857	FORCE DU VENT 1856 Temp. trop haute	Temp. trop basse	18,7	ECART barométrique mm.
0-2 .	6.4	9.1	9.9	6.4	8.8	10.1	0-2
2-5	5.0	6.5	8.3	7.4	11.2	11.7	2-5
5-10	6.1	5.0	6.7	9.6	10.0	11.3	5-10
10-15	6.6	4.5	7.0	10.4	11.4	14.5	10-15
	6.0	4.0	8.5	11.6	5.4	32.1	15-2
plus haut						24.5	plus basse

2° De la variation rapide du baromètre, on peut conclure un peu davantage, car en général une hausse précède un vent du N.-E. et une baisse un vent du S.-W. ;

3° La différence entre les écarts barométriques à deux stations pas trop éloignées l'une de l'autre, donne l'indication

la plus sûre de la force et la direction du vent pendant les vingt-quatre heures suivantes. Si la différence entre les hauteurs barométriques à 8 h. du matin n'excède pas 2 mm. sur la surface de la Hollande, il ne se produira jamais un vent très fort dans la journée suivante.

Voici un tableau indiquant la relation entre la différence barométrique la plus grande en Hollande à 8 h. du matin et la force maxima du vent dans la journée suivante :

Tableau : 1853-1856

DIFFÉRENCES barométriques	Nombres de fois qu'on a eu une force du vent de						NOMBRE d'observations
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50 livres	
0-1 mm.	155	79	12	0	0	0	246
1-2	217	174	33	4	0	0	428
2-3	131	181	21	7	2	1	343
3-4	43	94	46	8	1	0	192
au-dessus 4	16	81	77	23	12	8	217
0-3	503	434	66	11	2	1	1017
au-dessus 3	59	175	123	31	13	8	409

Ainsi, lorsque la différence barométrique est grande le matin, on doit s'attendre à des vents forts pendant la journée suivante.

Par une comparaison entre la direction dans laquelle se trouve la décroissance la plus rapide de la pression de l'air et la direction du vent, il est arrivé à la loi fondamentale qui porte son nom.

Tournez le dos au vent et vous aurez la plus basse pression à gauche et la plus haute à droite.

Cette loi est, pour la première fois, exprimée *ainsi*, dans le mémoire Eenije Regelen, etc., 1860, p. 50.

Cependant, déjà en 1857, *Buys-Ballot*, dans une « *Note sur le rapport de l'intensité et de la direction du vent avec les écarts simultanés du baromètre* » (Comptes-rendus, 1857, II, p. 765), s'exprime de la manière suivante :

« Donc : 1° Si la différence des écarts simultanés à 8 heures est moindre de 2 millimètres, *on est à peu près sûr* qu'il n'y aura pas de tempête, pas de vent plus fort que 30 kilogrammes par mètre carré dans les premières vingt-quatre heures ;

» 2° Quand la différence est de 2 à 4 millimètres, le vent, probablement, ne surpassera pas 40 kilogrammes ;

» 3° Mais si la différence est de 4 millimètres ou plus, le vent surpassera 30 kilogrammes une fois sur cinq cas, et même elle surpassera les 40 kilogrammes une fois sur dix cas ;

» 4° Il faut encore distinguer les cas où le baromètre est plus haut au Helder ou à Groningue, du cas où il est plus haut à Maestricht. Dans le premier cas, le vent soufflera de l'Est à peu près sans exception. Ce ne sont à peu près que ces jours d'exception, quand, avec une grande différence telle que Helder-Maestricht > 5 mm., qui sont des jours de danger. Deux fois seulement sur les 77 cas que Helder-Maestricht > 4 mm., le vent a dépassé 40 kilogrammes ;

» 5° Au contraire, quand à Maestricht le baromètre est plus haut qu'au Helder, le vent soufflera de l'Ouest au Nord-Ouest et dans les cent trente et un cas que cette différence excédait 4 millimètres, la force du vent s'est élevée dix-neuf fois de 30 à 40 kilogrammes, et dix-huit fois en outre elle a dépassé 40 kilogrammes. »

Donc, trente-sept fois sur cent trente et un, ou une fois sur quatre cas, lorsque les écarts de Maestricht sont plus forts que ceux du Helder (c'est-à-dire *positifs* et supérieurs de 4 millimètres), le vent sera violent.

Dans son mémoire, lu devant l'Académie d'Amsterdam, la même année (cité plus haut), il dit :

« La direction des vents était ou devenait toujours orientale
» (entre le N.-E. et le S.-E.), lorsque le niveau était plus
» élevé à Groningue et au Helder qu'à Maestricht, et le vent
» soufflait toujours de l'Ouest ou du Sud-Ouest lorsque le
» niveau était plus élevé à Maestricht qu'au Helder, et cela
» presque sans exception ».

Enfin il s'est exprimé dans son *Annuaire* (*Jaarboek*), de 1857, p. 347, de la manière suivante :

... « La règle trouvée que des grandes différences baro-

métriques dans les limites de notre pays sont suivies par des vents plus forts, est que le vent est en général perpendiculaire ou à peu près perpendiculaire à la direction indiquée par la plus grande pente barométrique, de manière qu'un décroissement du Nord au Sud de la pression barométrique est suivi d'un vent d'Est, et un décroissement du Sud au Nord d'un vent d'Ouest... ».

Son rapport à l'Académie d'Amsterdam prouve que pendant cinq années consécutives il s'était assuré de la justesse de cette loi par un examen des observations, de sorte qu'elle lui était depuis longtemps connue. On a discuté beaucoup sur la question de priorité (1). Il est évident que chacun de ceux qui ont exprimé l'opinion que les grandes perturbations météorologiques sont des tourbillons autour d'un centre de minimum barométrique ont « eo ipso » exprimé en quelque sorte la loi en question. Il semble même incontestable que *Coffin* (2) et *Ferrel*, dans leurs premiers travaux, ont exprimé avant *Buys-Ballot* la même loi presque dans les mêmes termes, et *Buys-Ballot* cite le Dr *Lloyd* comme celui qui aurait entrevu un rapport pareil dans les phénomènes de l'atmosphère dans ses *Notes on the Meteorology of Ireland*, 1854. Mais *Ferrel* lui-même dit dans sa lettre à M. *Hann* (Zeitschr. l. c.) qu'il n'a jamais prétendu avoir énoncé le premier la loi en question, seulement il pense qu'il est le premier qui l'ait expliquée par des considérations mathématiques. Nous nous rangeons à l'opinion de M. *Snellen* exprimée dans son discours sur *Buys-Ballot* (3). « Il paraît bien qu'indépendamment de lui, d'autres ont vu un rapport pareil dans les phénomènes de l'atmosphère, et peut-être quelques-uns avant lui, mais aucun d'eux n'en a prouvé, comme il l'a fait, avec un zèle qui ne se ralentit jamais, toute la justesse ; aucun comme lui ne l'a prise continuellement pour base de ses travaux, de sorte que cette loi sera toujours avec justice, inséparable du nom de *Buys-Ballot* ».

En Hollande, la prévision des tempêtes et l'avertissement aux ports commencèrent en 1860, et le décret du ministre de

(1) Voyez Osterreichische Meteorologische Zeitschrift, 1885, p. 94 et p. 187.
(2) Proceedings of american association, 1853, p. 88.
(3) Buys Ballot, par M. Snellen, Utrecht, 1890, p. 10.

l'Intérieur, relatif à ce service, porte la date du 21 mai 1860.

Chaque matin, entre 8 h. et 9 h., les stations Flessingue, Maestricht, Utrecht, Amsterdam, le Helder et Groningue ont échangé des dépêches télégraphiques donnant la hauteur du baromètre à chacune d'elles. Le résultat était affiché et la règle principale était : *Attendez une tempête de l'Ouest chaque fois que le baromètre est 4 mm. au plus haut à Maestricht ou à Flessingue qu'en même temps à Groningue ou au Helder.* Chaque fois que ce fait se produisait, on a télégraphié des avertissements aux différents ports du royaume. Depuis le 8 janvier 1864 (1), on a employé des signaux, cylindres et cônes, analogues à ceux inventes par l'amiral *Fitz-Roy*, en Angleterre.

Cependant *Buys-Ballot* n'était pas favorable à ces signaux. Il prétendait (2) que ces signaux étaient un avertissement *officiel* pour les marins, avertissement qu'ils adoptèrent comme tel sans faire eux-mêmes des observations quelconques, tandis que la seule indication des différences barométriques devait, selon lui, les inviter à « prendre garde », en les obligeant à suivre eux-mêmes le temps avec une assiduité plus grande.

Le service anglais étant supprimé le 6 décembre 1866, il était libre de suivre ses propres idées, et il a introduit un nouvel instrument qu'il a nommé l'*Aéroclinoscope*.

Il consiste en une sorte de bras porté par un mât qu'on peut tourner dans la direction du gradient barométrique et incliner plus ou moins vers l'horizon. La partie du bras mobile dirigée vers le Nord est rouge, la partie dirigée vers le Sud est blanche et porte une grande sphère. Ainsi, on voit d'une grande distance, et la direction dans laquelle on a la plus grande différence barométrique, et une mesure de la grandeur de cette différence. Pendant la nuit, une lanterne, suspendue au même bras, est allumée chaque fois que la situation est dangereuse, selon les télégrammes du soir.

On voit donc que *Buys-Ballot* est le premier en Europe qui ait réussi à organiser un service régulier pour la prévision du temps.

(1) Toelichting van de gronden waarop stormen verwacht worden en waarop het hijschen van stormsignalen steunt. Utrecht, 1864.

(2) Aëroklinoskoop, p. 23.

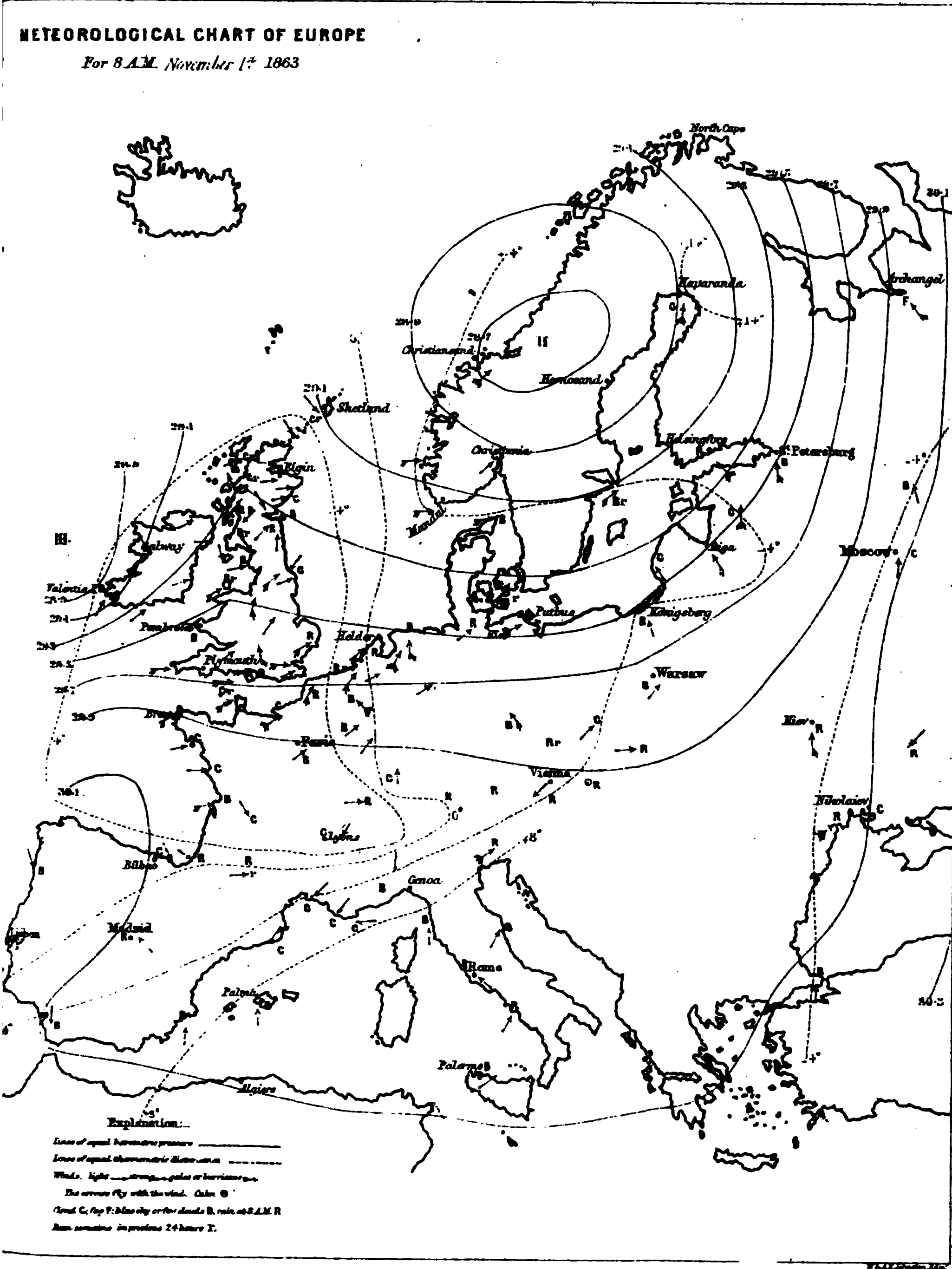
CHAPITRE V

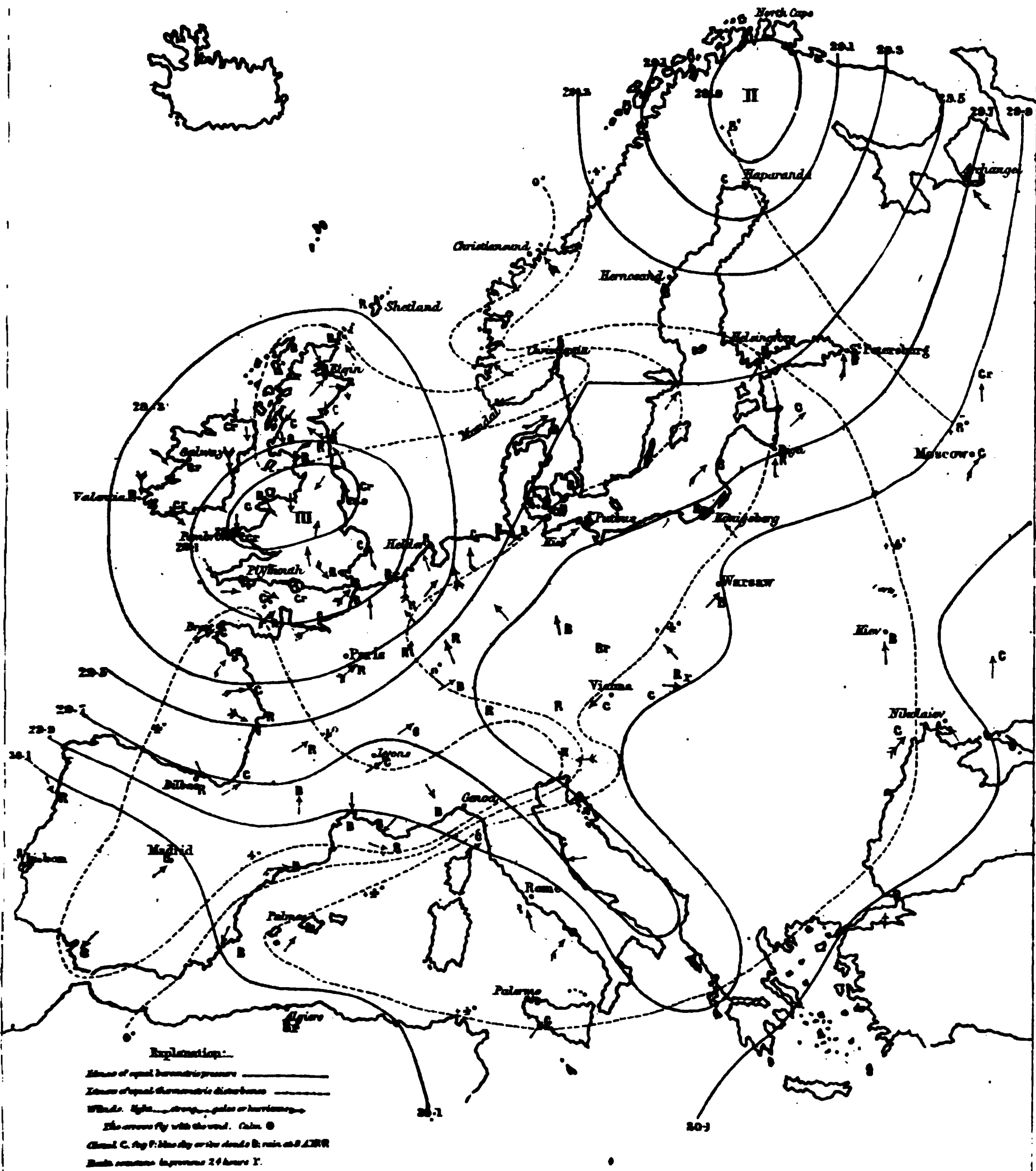
Travaux fondamentaux en différents pays (1865-72)

Les découvertes et les idées nouvelles dont nous venons d'exposer l'origine à l'Observatoire de Paris ne se sont répandues que lentement en Europe. En effet, elles présentaient l'opposition la plus complète avec les théories de *Dove*, adoptées alors presque partout comme des résultats scientifiques définitivement établis. Il était nécessaire de les vérifier de nouveau dans chaque pays au moyen de recherches spéciales, et, malgré cela, la « météorologie moderne » a été longtemps considérée avec une certaine méfiance par les autorités scientifiques. Cependant les idées nouvelles ont fini par vaincre toutes les résistances. Dans presque tous les pays, on a fondé ou profondément réorganisé les Instituts et les Observatoires météorologiques. Enfin, à la Conférence des météorologistes, à Leipzig (1872), et au Congrès de Vienne (1873), l'organisation actuelle du service météorologique international a été fondée. Après les travaux de *Buys-Ballot* et de *Fitz-Roy*, dont nous avons déjà parlé, nous trouvons les premiers partisans de la météorologie moderne au Nord de l'Europe. En première ligne, il faut considérer ici M. *Alexandre Buchan*, l'illustre secrétaire de la Société météorologique de l'Écosse.

Dès l'année 1865, M. *Buchan* publia dans les *Transactions* de la Société royale d'Édimbourg un Mémoire remarquable intitulé *Examination of the Storms of wind wich occurred in Europe during October, November and December 1863*. Il était alors très difficile de se procurer les observations nécessaires pour la construction des cartes synoptiques. Sauf les

Pl. XII.


METEOROLOGICAL CHART OF EUROPE
For 8 A.M. November 1st 1863
North Cape
Haparanda
Archangel
Christiansand
Hernosand
Shetland
Christiania
Helsingfors
St Petersburg
Elgin
Galway
Valentia
Riga
Moscow
Putbus
Königsberg
Pembroke
Helder
Plymouth
Warsaw
Brest
Paris
Kiev
Vienna
Nikolaiev
Lyons
Bilbao
Genoa
Madrid
Lisbon
Rome
Palma
Palermo
Algiers
Explanation:


METEOROLOGICAL CHART OF EUROPE
For 8 A.M. November 2nd 1863
North Cape
Haparanda
Hernosand
Christiansand
Shetland
Elgin
Galway
Valentia
Plymouth
Helder
Christiania
Helsingfors
St Petersburg
Archangel
Moscow
Riga
Konigsberg
Putbus
Kiel
Warsaw
Kiev
Vienna
Paris
Lyons
Bilbao
Madrid
Lisbon
Genoa
Rome
Palma
Palermo
Algiers
Nikolaiev
Explanation:

cartes journalières publiées dans le Bulletin mensuel de l'Observatoire de Paris, on n'éditait, en général, que les moyennes, et si, comme en Suède et en Hollande, on donnait les observations directes, les hauteurs des baromètres au-dessus de la mer étaient le plus souvent inconnues. Ceux qui ont construit des cartes synoptiques il y a trente années se souviennent très bien des difficultés, souvent très grandes, qu'entraînait une telle entreprise. Aussi M. *Buchan* a-t-il dû commencer son Mémoire par des remercîments adressés à quatorze personnes qui lui avaient gracieusement fourni des observations et des documents indispensables pour la construction de ses cartes synoptiques, comprenant toute l'Europe.

Les cartes sont les suivantes : octobre 28, 29, 30 et 31; novembre 1, 2, 3, 4, 10, 11, 12; décembre 1, 2, 3, 4, 5, 16, 17; en tout 18 cartes. Les isobares sont tracées d'après les observations barométriques réduites au niveau de la mer, et la direction et la force du vent sont indiquées comme à l'ordinaire (voyez les cartes XII, XIII, ci-jointes, pour le 1er et 2 novembre). Sur quelques-unes des cartes, il a ajouté de plus des lettres pour indiquer l'état du temps : P = pluie, C = ciel couvert, B = ciel assez clair, F = brouillard. Enfin, pour certains jours, il donne aussi les isothermes en courbes pointillées.

Les résultats qu'il tira de ces 18 cartes sont, en résumé, les suivants :

1. *Forme des isobares.* — Sur les cartes, il y a 32 dépressions différentes. Dans 30 cas, les isobares étaient à peu près circulaires; dans 10, ils présentaient des ellipses, dont les grands axes étaient à peu près deux fois plus longs que le petit, et, en 2 cas, la forme des isobares était très irrégulière; mais l'une de ces deux tempêtes renfermait deux et l'autre trois minima différents.

Par conséquent, *la forme des isobares est en général circulaire ou ovale, rarement une ellipse très allongée.*

La surface terrestre, couverte d'une dépression barométrique, varie beaucoup en grandeur, le diamètre étant rarement moins de 600 milles (966 km.) et dépassant souvent cette longueur deux ou trois fois. Du reste, l'aire d'une dépression

varie sans cesse d'un jour à l'autre. En général, si la surface diminue, la dépression du baromètre devient moins grande au centre. Au contraire, si elle augmente, le baromètre baisse plus encore au centre, ou la dépression se divise en deux dépressions, qui peuvent, selon le cas, ou se séparer et former des minima indépendants poursuivant des routes différentes, ou se réunir de nouveau.

2. *Direction du grand axe.* — Dans 28 cas, M. *Buchan* a pu déterminer la direction du grand axe. Dans 7 cas, il était dirigé vers le N.-E. dans 6 vers l'E., dans 5 vers le N.-N.-E., dans 4 vers le S.-E., dans 3 vers l'E.-N.-E. et dans 3 vers le N. Ordinairement, dans ces cas, la direction du grand axe a coïncidé à peu près avec la trajectoire du centre.

3. *Trajectoire du centre au-dessus de l'Europe.* — Dans 24 cas, il a pu déterminer dans quelle direction s'est déplacé le centre d'un jour au suivant. Dans 11 cas, il allait vers le N.-E., dans 4 vers l'E., dans 4 vers le S.-E., dans 2 vers l'E.-S.-E., et une fois vers chacune des directions E.-N.-E., S.-S.-E. et S.-W. *Par conséquent, 22 dépressions sur 24 ont marché vers un point situé entre le N.-E. et le S.-E.* Une seule s'est déplacée vers le S.-W. La moitié de tous les centres s'est donc dirigée vers le N.-E. La plus grande partie a quitté l'Europe par le cap Nord ou par la partie Nord-Est de la Russie. Deux ont disparu avant d'entrer en Russie. Enfin, M. *Buchan* fait voir par les cartes que la direction n'est presque jamais constante d'un jour à l'autre, et que le changement de direction, ordinairement peu considérable, devient quelquefois très grand, et qu'un centre peut même s'arrêter et rétrograder vers l'Ouest.

4. *Vitesse de propagation.* — Dans 21 cas, il a pu déterminer la vitesse d'un jour à l'autre. La vitesse moyenne était à 19 milles (30,6 km.) par heure; la plus grande était de 29 (46,7) et la plus petite 11 milles (17,7 km.) par heure. La dernière est cependant trop petite et elle prouve que la dépression en question a rétrogradé pendant la journée. D'un autre côté, il pense qu'il est probable que la vitesse dépasse quelquefois

29 milles. Au matin du 11 novembre, la dépression N° V était aux îles Shetland et la dépression N° VI se trouvait à l'entrée de la Manche. Le matin suivant, le N° V avait avancé jusqu'à Drontheim, en Norvège. La dépression N° VI avait disparu; mais il prouve, par les observations faites pendant la journée à plusieurs stations, qu'elle avait atteint le N° V et que les deux dépressions s'étaient confondues en une seule. Mais alors le N° VI aurait eu une vitesse de 46 milles (74,0 km.) par heure.

5. *Température.* — A première vue, il semble que les isothermes ont une forme assez irrégulière. Cependant on peut remarquer que ces lignes indiquent toujours une température plus élevée avant qu'après le passage du centre de la dépression barométrique. En un mot, *la température augmente quand la pression de l'air diminue et baisse quand le baromètre monte.* En général, la température est au-dessus de la température moyenne dans la partie antérieure du tourbillon et au-dessous dans la partie postérieure. S'il arrive que la température commence à s'élever de nouveau après le passage d'une bourrasque, cela indique qu'une nouvelle dépression approche.

6. *Nuages et pluie.* — Avant que le baromètre commence à baisser, il n'y a pas de pluies continuelles. Le ciel est clair, tout au plus un peu nuageux; à quelques stations, on observe du brouillard. Pendant la baisse barométrique, le ciel se couvre rapidement et la pluie devient de plus en plus abondante et fréquente; près du centre, le ciel est en général tout-à-fait couvert et la pluie presque continuelle. Quand le centre a passé et que le baromètre commence à remonter, le ciel se découvre rapidement, la pluie tombe par averses, et bientôt, les brises fraîches ayant balayé le ciel, le beau temps revient.

7. *Direction et vitesse du vent.* — Chacune des tempêtes discutées nous a présenté chaque jour le même régime des vents. *L'air est toujours animé d'une rotation autour du centre barométrique, en sens inverse de celle des aiguilles d'une montre, et en même temps entraîné vers le centre.* Ainsi, dans

les tempêtes, le vent ne souffle ni dans la direction des tangentes aux isobares, ni directement vers le centre, mais dans une direction à peu près intermédiaire. En général, on trouve dans les stations situées :

Au	S.	du centre,	un	vent du	S-W.
»	S.-E.	»		»	S.
»	E.	»		»	S.-E.
»	N.-E.	»		»	E.
»	N.	»		»	N.-E.
»	N.-W.	»		»	N.
»	W.	»		»	N.-W.
»	S.-W.	»		»	W.

« Il faut bien remarquer, » dit M. *Buchan*, « que cela n'est pas du tout une conclusion théorique, mais le résultat des observations soigneusement reportées sur les cartes. »

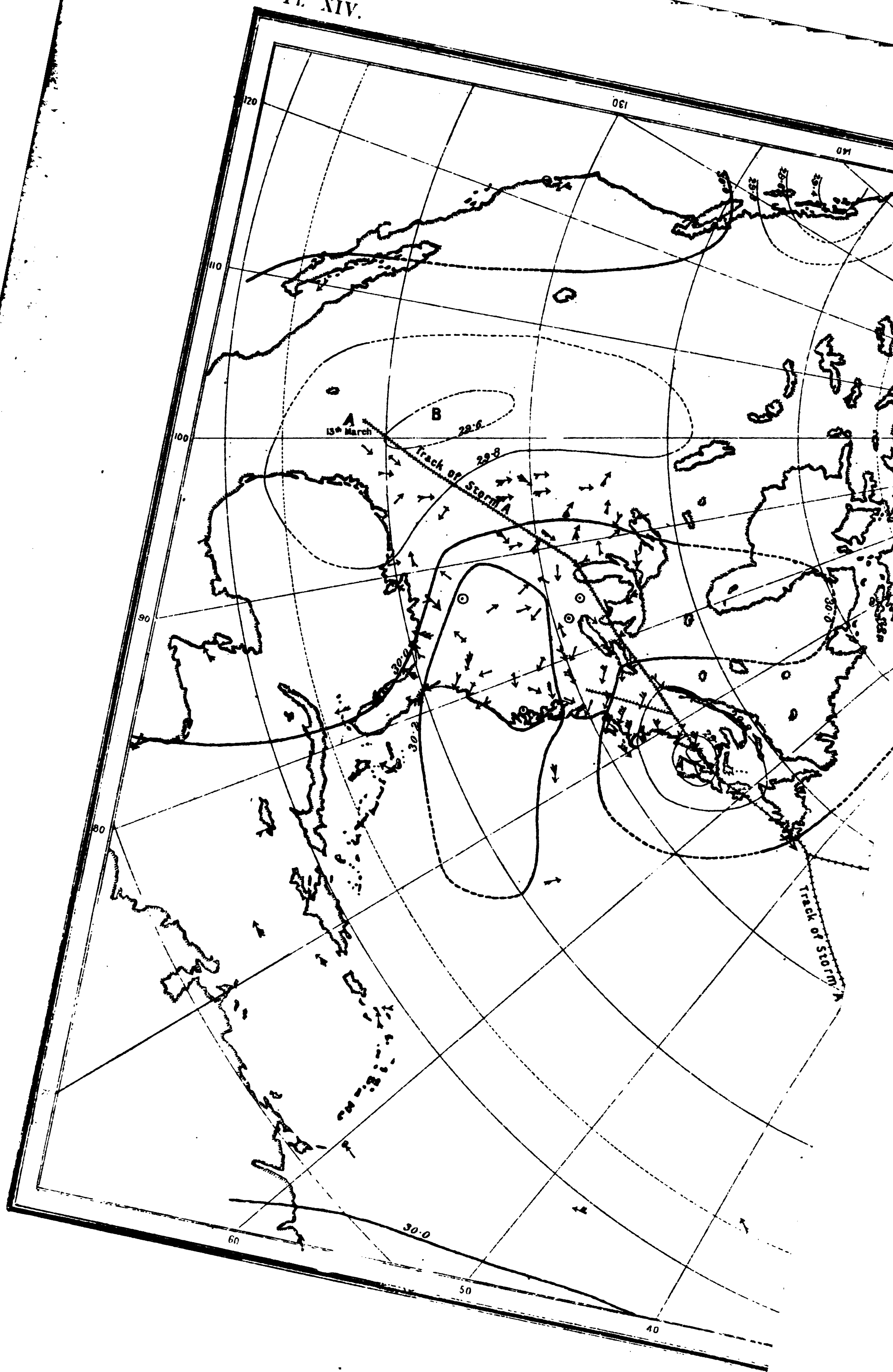
On voit sur la carte du 2 novembre (pl. XIII), que la force du vent était la plus grande au Nord de la France, là justement où la variation de la pression d'air était la plus considérable, ainsi que cela ressort de ce que les isobares sont fortement serrés dans cette région. Au contraire, au Nord de l'Écosse, où les isobares sont à une grande distance l'un de l'autre, il n'y avait pas de vents violents. Par toutes ces cartes, il est prouvé que *la vitesse du vent est en général proportionnelle à la différence de pression dans des lieux voisins.* Ordinairement, la vitesse diminue près du centre, où il règne souvent un calme plat. De même, sur la dorsale barométrique, entre deux minima, on trouve des calmes et des brises faibles.

Enfin, dans le régime d'un maximum barométrique, les vents s'éloignent du centre et, en même temps, toute la masse d'air est animée d'une rotation dans le même sens que celle des aiguilles d'une montre.

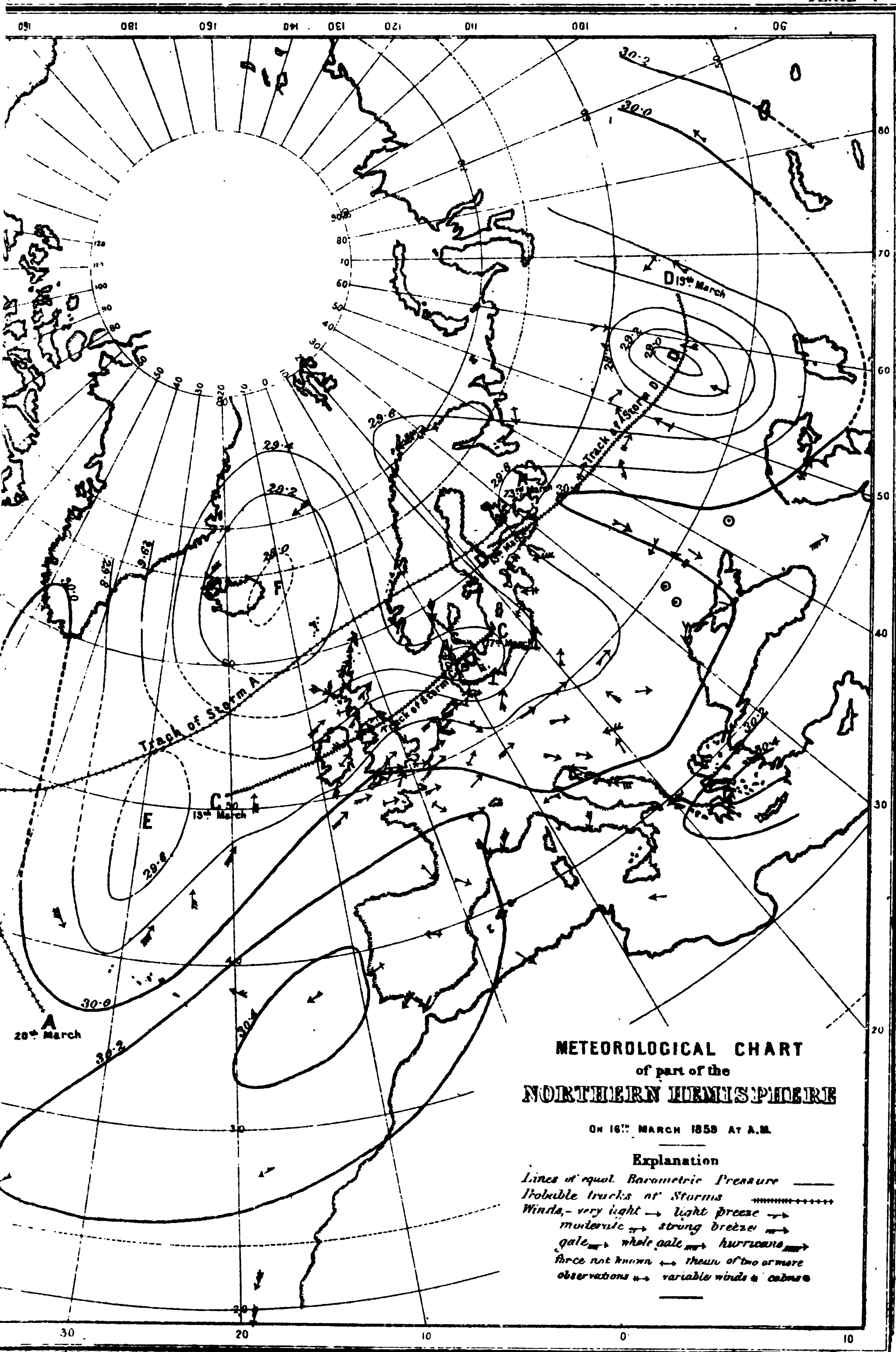
Trois années plus tard, M. *Buchan* publia un nouveau Mémoire remarquable (1) sur les tempêtes qui avaient sévi aux États-Unis, sur l'Atlantique Nord et en Europe du 13 au 22 mars 1859. Il avait réuni un grand nombre d'observations, faites en différents pays et sur la mer; avec ces données, il a cons-

(1) Journal of the Scottish meteorological Society. October 1868.

Pl. XIV.



120
130
140
110
100
90
80
60
50
40
A
13th March
B
29·6
29·8
Track of Storm A
30·0
30·2
30·0
Track of Storm
30·0



W & A K JOHNSTON EDINBURGH

truit plusieurs cartes, dont trois ont été publiées dans ce Mémoire.

Pendant ces jours, six tempêtes différentes ont passé sur la vaste étendue située entre San Francisco à l'Ouest et Tobolsk à l'Est (voyez la carte du 16 Mars 1859, Pl. XIV). Il les a distinguées par les lettres A, B, C, D, E et F. Le centre de *A* était situé le 13 mars à la frontière du Mexique à 30° Lat. N. et 100° W. Long. Greenwich. Le 17, la dépression est arrivée à l'Est de l'île de Terre-Neuve, et elle s'est divisée en deux parties, dont l'une est allée vers le S.-E. et a disparu le 20 au Sud-Ouest des Açores, et dont l'autre, après avoir passé au N. de l'Écosse et par le golfe de Bothnie, est arrivée à Saint-Pétersbourg le 23. La dépression *B* a commencé le 15, presque au même endroit où avait commencé *A* deux jours auparavant. Elle a passé sur la vallée du San Lorenzo et sur l'île de Terre-Neuve et s'est trouvée le 22 à 45° Lat. N. et 45° W. Long. Gr. sur l'Atlantique. La dépression *C* s'est trouvée le 13 mars à l'Ouest de l'Irlande, en pleine mer, et a marché sur l'Irlande, l'Angleterre, la mer du Nord, le Danemark et la Suède méridionale, pour se dissiper le 17 sur la Baltique. *D* existait sur le golfe de Finlande le 13, marchait vers l'Est, mais disparaissait le 19 au delà de Tobolsk. *E* s'est formée le 15 en pleine mer à 44° N. Lat. et 42° W. L. Gr. Le centre marchait vers le N.-E. et disparut le 19 vers la Nouvelle-Zemble. Le 16, une nouvelle tempête, d'une étendue considérable, *F*, se manifestait sur l'Islande et venait probablement des régions polaires. Le jour suivant, les deux tempêtes *E* et *F* se sont réunies dans les parages de la Norvège, car, le 18 au matin, il n'y avait qu'une seule dépression avec son centre au voisinage du Cap Nord.

La discussion des cartes et tableaux d'observations du second Mémoire a d'abord conduit aux mêmes résultats que ceux auxquels concluait le premier Mémoire. Ainsi la forme des isobares, circulaire ou ovale, et la marche des centres vers un point situé entre le N.-E. et le S.-E. se retrouvent toujours. La vitesse de la dépression A était de 20 milles (32,2 km.) et celle de B 16 milles (25,7 km.) par heure, et ainsi la vitesse des différents centres des tourbillons était à peu près la même que celle indiquée plus haut.

TABLEAU 1

PLACE	Lat. N	Long. W gr.	16 A.M.	16 P.M.	17 A.M.	17 P.M.	18 A.M.	18 P.M.	19 A.M.	19 P.M.	20 A.M.	Diff.
Lawrence	32°58'	95°12'	48°	**62°**	34°	36°	**32°**	36°	—	—	—	30°
Larissa	31 45	95 50	49	**58**	57	43	**40**	52	—	—	—	28
Madison	43 05	89 25	33	**45**	39	31	31	**27**	28	—	—	18
Memphis	35 08	90 00	44	**56**	50	54	**37**	44	43	—	—	19
Natchez	31 34	91 25	**60**	57	58	58	42	50	**34**	—	—	16
Thunder Bay Island	45 02	83 09	30	34	34	**38**	34	34	**26**	—	—	12
Westerville	40 04	83 10	**31**	42	45	52	**54**	35	**31**	—	—	23
Thomson	33 26	82 28	**38**	56	52	**65**	59	42	**37**	—	—	28
Toronto	43 39	79 21	33	35	**32**	45	42	**51**	32	31	**28**	23
Charleston	32 46	80 00	52	59	59	**68**	66	52	45	54	—	23
Lewisbury	38 00	80 00	35	41	42	49	**56**	35	**31**	**31**	—	25
St Martins	45 32	73 36	32	34	**29**	37	36	38	**43**	22	**20**	23
New York	40 43	74 05	42	47	**40**	52	50	**58**	45	**44**	—	13
Portsmouth	36 50	76 19	48	48	50	57	**60**	52	42	**40**	—	20
Cambridge	42 22	71 07	38	38	**34**	47	45	**56**	47	**38**	—	22

L'allure de la température est aussi la même, c'est-à-dire que la température augmente quand le centre s'approche et que la pression de l'air diminue, et baisse quand le centre s'éloigne et que le baromètre monte. Nous reproduisons ici un tableau des températures en degrés Fahrenheit observées matin et soir dans plusieurs stations des États-Unis et du Canada pendant le passage de la dépression B, le 16 et le 20 mars.

En comparant les nombres de chaque station avec la trajectoire du centre B, on reconnaîtra la loi que nous venons d'énoncer. Ainsi, à Memphis, situé dans la vallée du Missisipi, une température de 56° F. (+ 13° 3 C.), fut observée le 16 au soir, pendant l'approche du centre par l'ouest, mais le 18 au matin, le centre étant passé, on notait 37° F. (+ 2° 8 C.) seulement. De même à St Martins, près Montréal, on avait 43° F. (+ 6° 1 C.), le 19 au matin le centre étant situé un peu à l'ouest de la station; durant le même jour le centre passait et le soir la température avait baissé jusqu'à 22° F. (— 5° 5 C.). Dans le tableau on voit encore à plusieurs stations, les 16 et 17, la baisse thermométrique accompagnant la partie postérieure de la dépression A qui avait passé deux jours avant B, à peu près par la même route.

Dans le tableau suivant, on trouve la tension de la vapeur d'eau en pouces anglais, observée à plusieurs stations américaines, pendant le passage de la même dépression B.

On retrouve ici la même relation : la plus grande quantité de vapeur d'eau se trouve dans la partie antérieure, la tension augmente quand la pression diminue, et diminue aussitôt qu'après le passage du centre la pression augmente.

De même au moyen de recherches spéciales, M. *Buchan* a trouvé que la pluie ou le ciel couvert de nuages, s'étendent sur une surface terrestre de même forme à peu près que celle de la dépression même, mais dont le centre est situé à l'est de celui de la dépression.

Enfin, il a retrouvé les mêmes lois que dans le mémoire précédent, pour la direction et la vitesse du vent. Le sens de la rotation du vent autour d'un centre de dépression, est toujours en sens inverse de celui des aiguilles d'une montre et en même temps l'air est entraîné vers le centre. Ainsi le vent ne souffle

TABLEAU 2

LIEU D'OBSERVATION	Lat. N	Long. W gr.	16 A.M.	16 Midi	16 P.M.	17 A.M.	17 Midi	17 P.M.	18 A.M.	18 Midi	18 P.M.	19 A.M.	19 Midi	19 P.M.
Lawrence	30°58'	95°12'	**0.382**	0.261	0 318	0.306	0.283	0.224	**0.113**	0.190	0.305	—	—	—
Larissa	31 45	95 50	0.272	0.435	0.423	**0.466**	0.367	0.278	0.248	0.222	**0.208**	—	—	—
Madison	43 05	89 25	0.155	0.178	**0.228**	0.160	0.196	0.174	0.155	0.108	**0.099**	**0.099**	—	—
Memphis	35 08	90 00	0.218	0.216	0.230	0.361	0.403	**0.418**	0.221	**0.130**	0.151	0.164	0.191	—
Columbus	33 30	88 29	0.246	0.259	0.284	0.351	0.448	**0.451**	0.199	0.119	0.167	**0.153**	0.203	—
Thunder Bay Island	45 02	83 09	0.130	0.155	0.115	0.155	**0.211**	0.186	0.155	0.155	0.155	**0.105**	0.136	—
Westerville	40 04	83 10	0.153	0.193	0.215	0.228	0.334	0.361	**0.396**	0.309	0.183	0.155	**0.119**	—
Jacksonville	30 30	82 00	0.348	0.524	0.491	0.570	0.731	**0.745**	0.604	0.449	0.256	**0.283**	0.373	—
Toronto	43 39	79 21	0.168	**0.156**	0.175	0.161	0 183	0.164	0.254	0.325	**0.357**	0.151	0.121	**0.111**
Sumerset	40 02	79 02	0.167	0.160	**0.144**	0.178	0.316	0.299	**0.374**	0.362	0.231	0.153	0.153	**0.141**
All Saints	33 40	79 17	**0.192**	0.255	0.335	0.390	0.509	0.570	**0.626**	0.570	0.149	**0.142**	0.157	0.212
St Martins	45 32	73 36	**0.149**	0.170	0.162	0.136	0.285	0.193	0.184	**0.258**	0.198	0.137	0.286	**0.084**
New-York	40 43	74 05	**0.122**	0.189	0.126	0.171	0.213	0.181	0.301	**0.419**	0.348	0.204	0.138	**0.119**
Portland	43 39	70 16	0.168	—	0.155	0.146	**0.130**	0.165	0.193	0.228	**0.257**	0.249	0.265	**0.132**
Nantucket	41 16	70 06	0.222	**0.150**	0.164	0.154	0.186	0.209	0.206	0.272	**0.335**	0.221	0.184	**0.177**

ni en cercle autour du centre, ni directement vers le centre, mais bien dans une direction à peu près intermédiaire. En effet, la direction du vent en un lieu quelconque, fait un angle de 60° à 80° avec la ligne qui serait tirée de cette place, au centre de la dépression. « *Cela n'est* » « dit-il », « *que la loi de* Buys-Ballot *qu'on peut formuler ainsi : Tournez le dos au vent, étendez le bras gauche un peu en avant dans une direction presque perpendiculaire à la direction du vent, la main sera sensiblement dans la direction du centre* ». Mais ici M. *Buchan* tire une conséquence importante de cette loi. Il observe qu'une dépression barométrique peut durer pendant plusieurs jours consécutifs et souvent même augmenter, et cependant des masses énormes d'air sont continuellement entraînées vers le centre, et tendent à combler le vide relatif qui s'y est formé. *Donc il faut que l'air monte en haut au-dessus de la région centrale de la bourrasque et qu'arrivé à une certaine hauteur, il s'éloigne du centre comme des courants supérieurs et se répand au-dessus des régions environnantes.* Pour expliquer ce mouvement de l'air en spirale vers le centre, M. *Buchan* admet que la cause en est due à *l'influence de la rotation terrestre*. Chaque point matériel mis en mouvement dévie à gauche, sur l'hémisphère boréal et à droite sur l'hémisphère austral. Par conséquent, une masse d'air entraînée vers le centre, par le vide relatif qui s'y est formé, est déviée à gauche dans nos contrées, d'où résulte la rotation en sens inverse autour du centre de pression minima. Ainsi le mouvement de l'air de tous les côtés du minimum barométrique a, selon lui, trois composantes, une en dedans vers le centre, une autre normale à la première et une troisième *verticale*, dirigée de bas en haut.

Il a retrouvé aussi la même relation qu'auparavant, entre la pression barométrique et la vitesse du vent, c'est-à-dire que la vitesse est d'autant plus grande, que les courbes isobares sont plus rapprochées l'une de l'autre.

La partie de la surface terrestre dont M. *Buchan* à étudié cette fois les perturbations atmosphériques étant très grande, plusieurs traits du plus haut intérêt se présentent. La courbe de 30.0 pouces s'étendant de l'île Vaucouver dans le Pacifique,

au-dessus de l'Amérique, de l'Atlantique et de l'Europe, jusque dans la Sibérie. Elle présente des courbures ou des ondes continuelles et dans chaque courbure concave, vers le nord, elle renferme une dépression barométrique. Ces dépressions se succèdent en marchant en général de l'ouest à l'est, mais elles ne suivent pas exactement la même route, à chaque station, le diagramme barométrique a présenté ces jours-là une courbe fortement ondulée. Ce sont là des « *ondes barométriques* » étudiées auparavant avec tant de zèle par *Birt*, *Quetelet* et d'autres.

Du reste ces cartes ont fourni des exemples de toutes sortes de transformations des tempêtes tournantes. L'une se propage depuis la frontière du Mexique jusqu'en Russie, l'autre se dissipe en pleine mer, une troisième y naît. On voit d'un côté une dépression se partager en deux, d'un autre deux se réunissant. Pour étudier tous ces changements et surtout la direction moyenne des centres, il faut, dit-il, construire et discuter un grand nombre de cartes de la même étendue.

M. *Buchan* aborde aussi les questions difficiles de la naissance et de la marche des tempêtes. Nous avons vu qu'il existe au-dessus d'une dépression, un mouvement ascendant de l'air; nous avons vu aussi que la température et la vapeur d'eau ont leur maximum dans le voisinage du centre, dans la partie antérieure du tourbillon. Mais si la température augmente, la densité de l'air diminue. D'un autre côté, les figures du tableau 2 « représentent en dixièmes de pouce anglais la pression de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, sur le mercure du baromètre », et aussitôt que cette vapeur d'eau est condensée, la pression est diminuée. Par conséquent, il faut que la raréfaction de l'air, produite par une température élevée et par la condensation de la vapeur d'eau en pluie, soit la cause du mouvement ascendant. Mais il faut que la distribution des pressions dans les hautes régions de l'atmosphère soit l'inverse de celle des pressions de la surface terrestre, c'est-à-dire que la densité de l'air soit la plus faible aux points sous lesquels elle est la plus grande à la surface terrestre, c'est-à-dire au-dessus des hautes pressions. La température y est très basse et par conséquent l'air se contracte, il est aussi très sec, car l'air qui descend ici a déjà perdu ses vapeurs d'eau. Donc, à cause de

la distribution de la température et de la vapeur d'eau, il faut que l'air monte au-dessus d'un minimum barométrique ; arrivés à une certaine hauteur, ces courants ascendants s'étalent, descendent et deviennent la source des courants s'écoulant des maxima barométriques (1).

En comparant dans les tableaux ci-dessus, les stations ayant à peu près la même longitude, on voit qu'en général, les stations méridionales ont une température et une pression de vapeur plus grandes que celles situées plus au nord. Mais, à cause de la rotation en sens inverse du vent autour du centre, l'air situé dans la partie méridionale de la dépression est sans cesse transporté à l'est du centre, tandis que l'air boréal plus froid et plus sec descend avec les vents du nord, à l'ouest du centre. Ainsi il faut que le centre se déplace continuellement de l'ouest à l'est.

Dans la même année 1868, M. *Buchan* a publié la seconde édition de son célèbre Manuel de Météorologie (Handy Book of Meteorology). Dans ce livre, il a traité les tempêtes plus en détail, mais il est parvenu aux mêmes résultats : ceux que nous venons d'exposer. Seulement en parlant de la vitesse du vent, il a introduit ce qu'on appelle le *gradient barométrique* ou le rapport entre la différence des hauteurs du baromètre, observées simultanément dans deux stations situées sur la même perpendiculaire aux isobares, et la distance qui sépare ces deux stations. Cette mesure, correspondant à la plus grande pente en topographie, avait été récemment inventée par *Thomas Stevenson* (2).

Les travaux de M. *Buchan* dont nous venons de parler, étaient à cette époque là de la plus haute importance. Son « Handy Book », a été longtemps considéré comme renfermant de la manière la plus exacte les idées nouvelles de la « météorologie moderne », et les premières recherches faites en différents pays n'étaient guère au commencement qu'une vérification de ces idées.

(1) Voyez aussi *Buchan* : Handy Book of meteorology. 2e éd. Edinburgh, 1868, p. 229 et 282.

(2) Journal of the Scottisch Met. Soc. New Series, N° XVII. Ce mémoire n'a pas été vu par nous.

L'un des pays dans lequel on avait commencé le plus tôt l'organisation d'un service pour la prévision du temps, c'était l'*Autriche*. Son institut météorologique de Vienne était alors dirigé par le savant *Jelinek*. Les cartes synoptiques de cet établissement étaient cependant construites d'une manière différente de celle employée en France. Au lieu de réduire les observations du baromètre au niveau de la mer, ce qui est toujours assez difficile dans un pays montagneux comme l'Autriche, on avait préféré calculer les écarts des valeurs normales, et au lieu des isobares on avait tracé les *lignes d'égal écart*. Pour une région d'étendue modérée, les deux méthodes sont aussi bonnes l'une que l'autre ; dans certains cas, la méthode des écarts peut même donner plus d'exactitude.

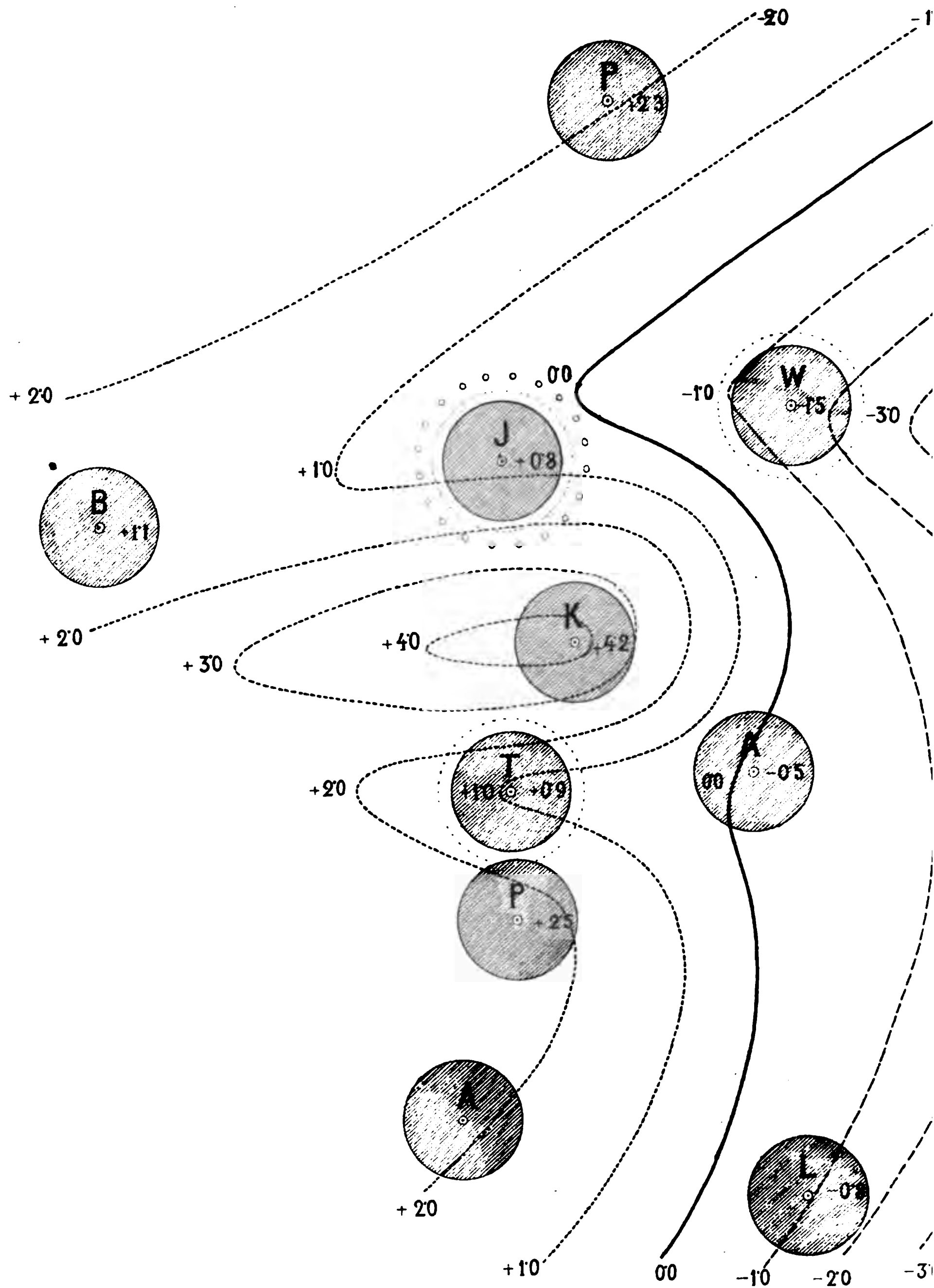
En 1867, M. *Buchan* avait cependant publié les premières cartes isobares mensuelles (1), grâce auxquelles on pouvait voir qu'il existe en moyenne, surtout en hiver, un minimum dans les parages de l'Islande, et qu'en général la pression de l'air diminue graduellement du sud au nord en Europe. Par conséquent, les valeurs normales sont elles-mêmes des fonctions des mouvements de l'atmosphère, dont nous cherchons les causes dans les variations de la pression de l'air. On voit que cette distribution moyenne de la pression en Europe, implique que le centre d'un minimum déduit de la valeur des écarts se place plus au sud, sur les cartes autrichiennes que sur les cartes françaises. C'est pourquoi il arrive souvent, surtout si la dépression n'est pas très accentuée, qu'il n'existe pas de relation entre la direction du vent et le centre de dépression marqué sur la carte de Vienne. Cette relation est du reste toujours moins apparente, dans ce pays couvert de montagnes et de vallées, qui sont la cause des déviations locales du vent régnant.

Jelinek a présenté en 1867, à l'Académie de Vienne, un

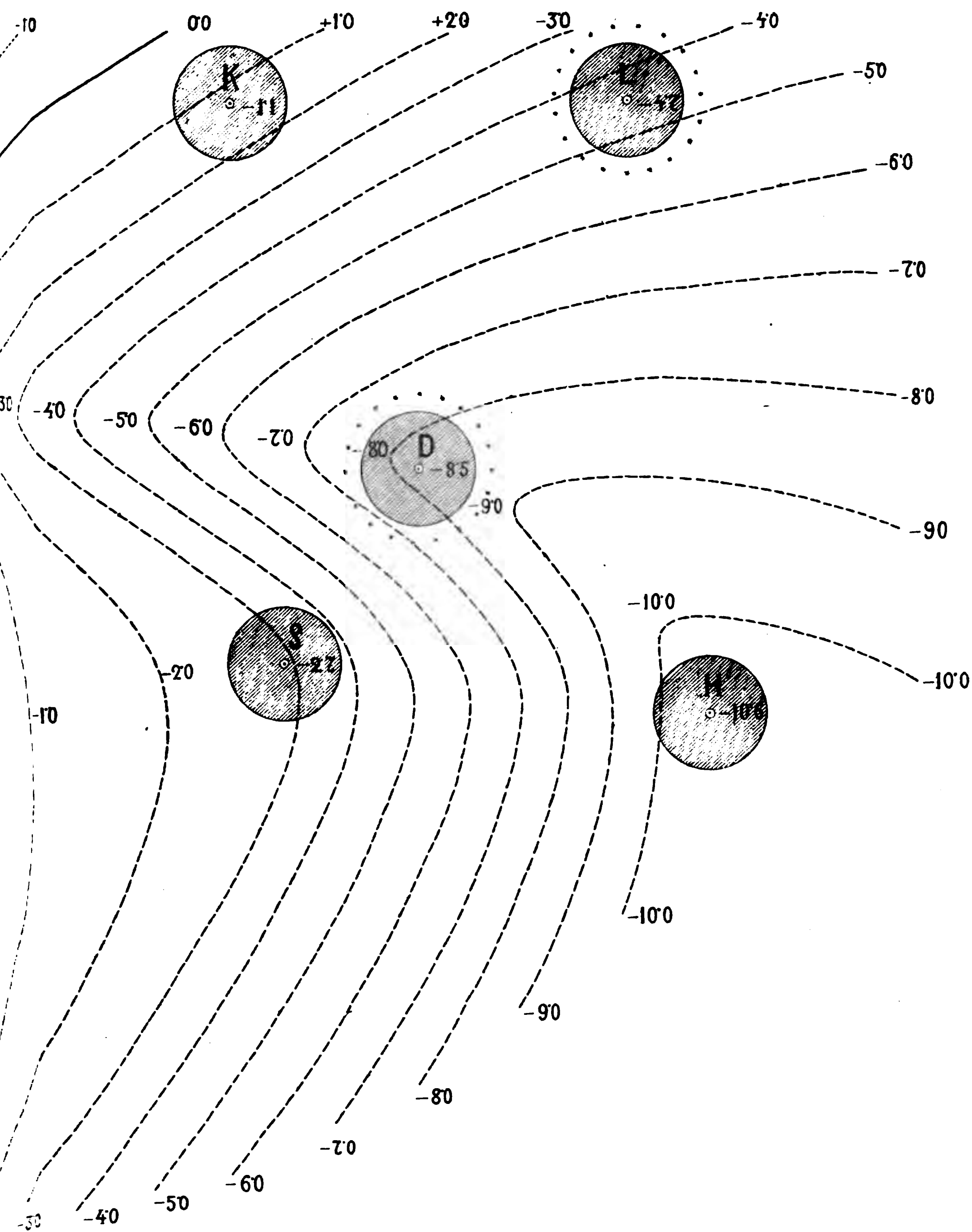
(1) La première carte d'isobares annuelle a été publiée en 1866, par M. E. Renou.

Pl. XV.

C.Jelinek. Temp.-Abweich-und Bewölkung am 24. Nov. 1866.



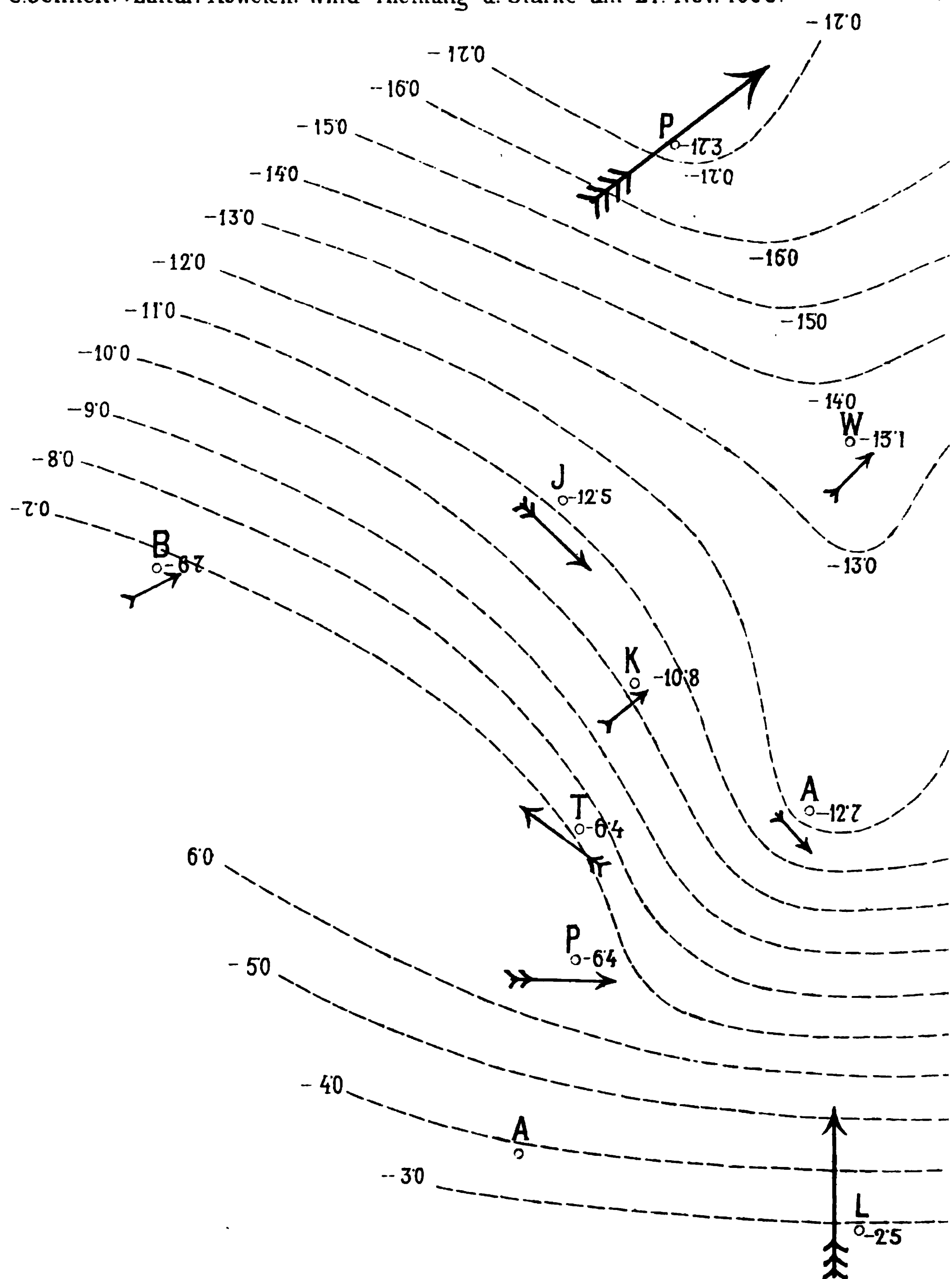
Jos. Harbich constr. u. gez.



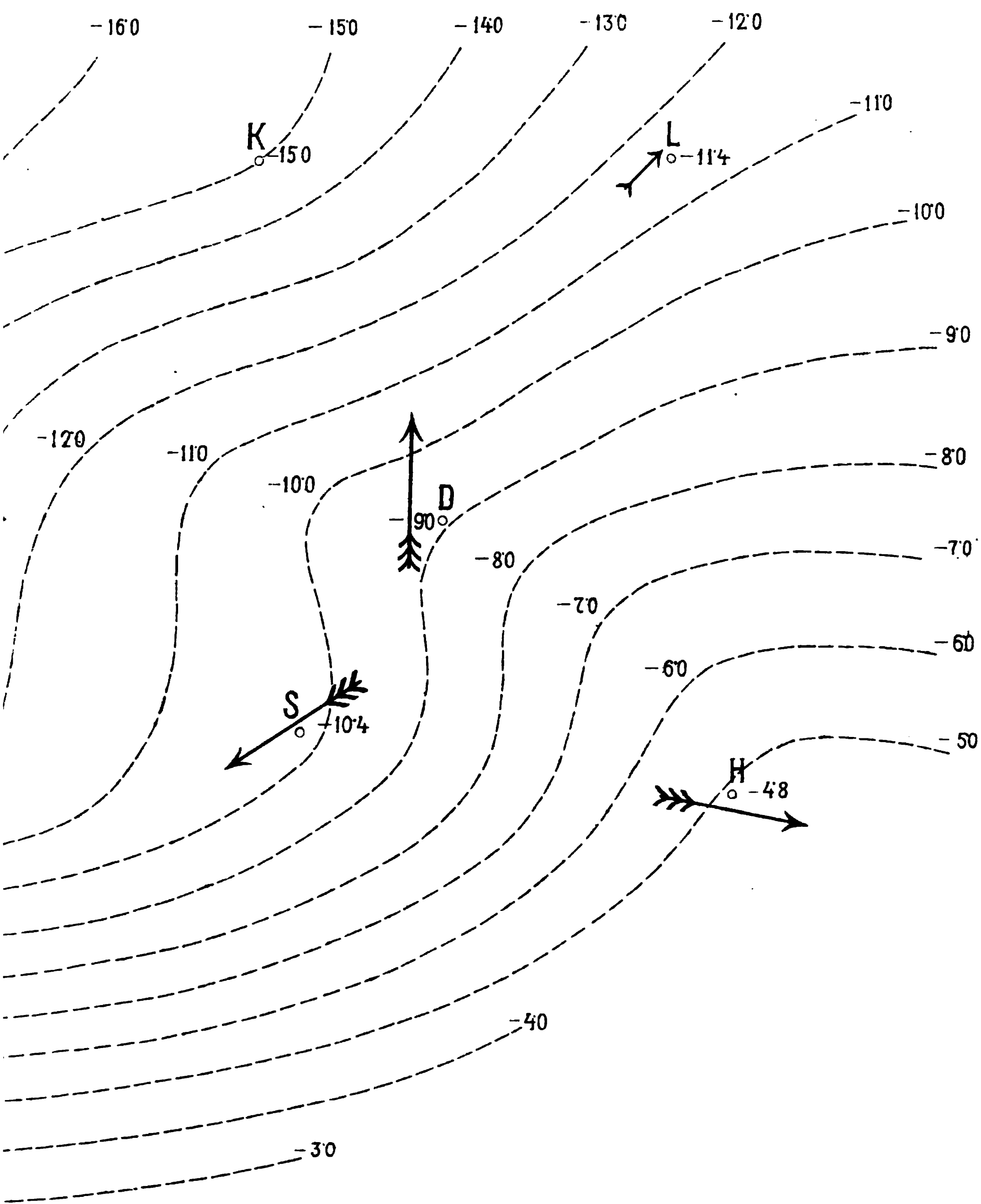
Aus d.k.k.Hof u.Staatsdruckerei.

Pl. XVI.

C. Jelinek. Luftdr. Abweich: Wind Richtung u. Stärke am 24. Nov. 1866.



Jos. Harbich constr. u. gez.



Aus d. k. k. Hof u. Staatsdruckerei.

mémoire remarquable : *Des tempêtes de novembre et de décembre 1866* (1). Pendant ces mois, une série presque continuelle de bourrasques passait de l'ouest à l'est, au-dessus de l'Europe. Quelques-unes de ces perturbations pénétrèrent vers le S.-E. jusqu'en Autriche ; quelques autres sévirent sur la Méditerranée. *Jelinek* a cherché dans ce mémoire à concilier d'une certaine manière les études récentes avec les anciennes idées de *Dove*. Il a dressé des cartes synoptiques journalières d'après la méthode indiquée (Voyez Cartes Pl. XV-XVI hors texte). Pour chaque jour il en a tracé deux, une représentant les écarts barométriques et les vents et l'autre donnant les écarts thermométriques et l'état du temps, indiqué à chaque station par un cercle plus ou moins noirci et, en cas de pluie, entouré de points. Comme spécimens nous donnons ici les cartes du 24 novembre. Après avoir suivi ainsi, de jour en jour, les changements de temps accompagnant les passages des dépressions barométriques, il donne un résumé des résultats trouvés. Après avoir remarqué que le régime du vent en Autriche subit en général de nombreuses perturbations locales, il constate cependant qu'en général, le vent tourne successivement du S. au S.-W., W. et N.-W., chaque fois qu'une dépression barométrique passe au N. d'une station. Les centres des dépressions sont passés en général de l'ouest à l'est sur le nord de l'Europe et alors les stations les plus boréales de l'Empire comme Prague, Vienne, Cracovie et Lemberg ont été seules influencées. Quelquefois les centres ont pris une route plus méridionale vers le S.-E. de la Russie. Alors dans presque toute l'Autriche et dans la Hongrie, les vents ont subi leur influence ; à Lesina on a eu dans de telles occasions un vent du S.-E., au lieu d'un vent du S. ou du S.-W. à cause de la direction des côtes. S'il arrive que le minimum se trouve au sud, ou chaque fois que les lignes représentant les écarts barométriques accusent une pression plus grande au nord sur le continent qu'au sud sur l'Adriatique, le *Bora* a soufflé du N.-E. avec une violence plus ou moins grande.

Jelinek a constaté aussi la température plus haute à l'est du

(1) Sitzb. d. k. Akad. d. Wissensch. T. LV. Mars 1867.

centre et « *le changement dans tout le caractère du temps* », quand le vent passe du S. à l'W. Cependant, ce phénomène l'a conduit à douter que les tempêtes européennes soient des mouvements tourbillonnants de l'air, comme les cyclones intertropicaux. « En tout cas », dit-il, « il ne peut être question d'un tourbillon complet,... surtout parce que, avec la déviation de la girouette du S. par l'W. au N., il résulte régulièrement de fortes variations dans la température et un changement dans tout le caractère du temps, changement qui s'explique plus facilement par le contraste entre les deux courants, celui du Sud (le courant équatorial) et celui du Nord (le courant polaire). Sans doute, un mouvement tournant mène l'air des latitudes plus hautes (boréales), aux latitudes plus basses (méridionales) et vice-versa, mais si l'on conçoit le mouvement tournant strictement selon le sens littéral du mot, *la même* masse d'air devrait se mouvoir en cercle (ou comme le phénomène se montre en Europe), en demi-cercle. Mais dans cette révolution rapide de la masse d'air celle-ci devrait garder presque la même température et tout à fait le même caractère. »

Dans *les pays Scandinaves*, des services météorologiques ont été organisés dans la période qui nous occupe. L'Institut de Christiania fut fondé en 1866 et mis sous la direction de M. *Mohn*. En Suède un réseau de stations fut établi en 1858 par M. *Edlund*. Depuis le 30 mai 1865, des observations météorologiques horaires ont été suivies à l'Observatoire d'Upsal, dont *G. Svanberg* était alors directeur. Ces observations ont été faites gratuitement jour et nuit, par une association d'étudiants, sous la direction de M. *Rubenson*. Elles furent continuées jusqu'en juillet 1868, l'Observatoire étant alors muni d'appareils enregistreurs, et M. *Rubenson* nommé chef de la division météorologique de l'Observatoire. Au commencement de 1873, M. *Rubenson* fut nommé, à Stockholm, directeur de l'Institut météorologique qui venait d'être fondé, et M. *Hildebrandsson*

lui succédait à Upsal. Mais en 1878, le service météorologique fut séparé de l'Observatoire astronomique d'Upsal et, depuis ce temps, l'Observatoire météorologique de l'université Roy. d'Upsal est un établissement scientifique indépendant, sous la direction de *M. Hildebrandsson*. En Danemark enfin, l'Institut météorologique fut fondé en 1872, grâce aux efforts du capitaine *N. Hoffmeyer;* ce savant illustre l a dirigé jusqu'à sa mort prématurée en 1883.

En 1868, M. *Mohn* publia deux mémoires sur les tempêtes, en langue norvégienne. Deux années plus tard, il fit paraître son *Atlas des Tempêtes de l'Institut météorologique de Norvège*. Dans le premier mémoire, il traite de la tempête du 7-8 février 1868 d'une manière tout-à-fait populaire, dans le but pratique de fixer l'attention publique sur l'importance des prévisions de l'Institut. Le deuxième, *Stormenes Love* (Lois des Tempêtes) est une discussion sur un grand nombre des tempêtes qui avaient sévi dans les parages scandinaves en novembre et décembre 1867. Ce mémoire est accompagné de 10 cartes synoptiques. M. *Mohn* retrouve en général les résultats démontrés déjà par M. *Buchan*. Les dépressions barométriques sont entourées d'isobares circulaires ou ovales, et le diamètre du tourbillon surpasse quelquefois 300 lieues géographiques.

L'air est toujours animé d'un mouvement de rotation autour du centre, en sens inverse de celui des aiguilles d'une montre et en même temps entraîné vers le centre. La vitesse du vent est d'autant plus grande que les courbes isobares sont plus rapprochées l'une de l'autre. La vitesse du centre est entre 20-45 km. par heure, le plus souvent il se dirige de l'ouest à l'est, tantôt vers le N.-E., tantôt vers le S.-E. L'allure du thermomètre est l'inverse de celle du baromètre, c'est-à-dire qu'avant le passage du centre, la température augmente, pour baisser de nouveau quand il est passé. De même, la nébulosité, la pluie ou la neige, ont leur maximum dans la partie antérieure de la bourrasque.

M. *Mohn* a fait aussi dans ce mémoire une comparaison des tempêtes européennes avec les ouragans de la zone torride. Ces derniers d'un diamètre très restreint sont caractérisés par la variation extrêmement rapide du baromètre ; par exemple, dans la forte tempête du 25 janvier 1868, étudiée par Mohn, en Nor-

vègé, le baromètre varia de 25^{mm} du 24 au 25. Pendant qu'on peut voir le baromètre baisser de 53^{mm} en 12 heures dans un ouragan, comme celui qui a dévasté les Bahamas le 1er octobre 1866. Cette rapide variation de la pression s'accompagne de la violence extraordinaire du vent dans ces tempêtes, violence inconnue en Europe.

Nous n'entrerons pas dans les idées théoriques assez vagues développées dans ce mémoire ; M. *Mohn* les a profondément refondues peu après, dans son *Atlas des Tempêtes* (1).

Cet atlas contient un grand nombre de cartes synoptiques des tempêtes les plus terribles de l'hiver 1867-1868. Le nombre des stations dont les observations ont été employées pour les cartes, s'élève à 210.

Les observations barométriques ont toutes été réduites au niveau de la mer. « Par la réduction au niveau de la mer », dit M. *Mohn*, « on obtient un point de vue absolu, c'est pourquoi j'ai préféré cette méthode à celle des écarts des valeurs normales. Ces valeurs normales sont elles-mêmes des fonctions des mouvements de l'atmosphère, dont nous cherchons les causes dans les situations de la pression de l'air, et la méthode des écarts ne nous conduit pas jusqu'aux causes absolues les plus voisines des phénomènes. »

Les observations de la température de l'air ne sont employées que pour les cartes des variations, cet élément jouant un rôle très important dans la théorie des tempêtes.

La tension de la vapeur d'eau n'est représentée que par une seule carte. Au lieu de cartes, il y a des tableaux de la tension de la vapeur d'eau.

La direction du vent est désignée, comme à l'ordinaire, par des flèches qui marchent avec le vent, et *la force du vent*, 0-6, au moyen de pennes sur les flèches.

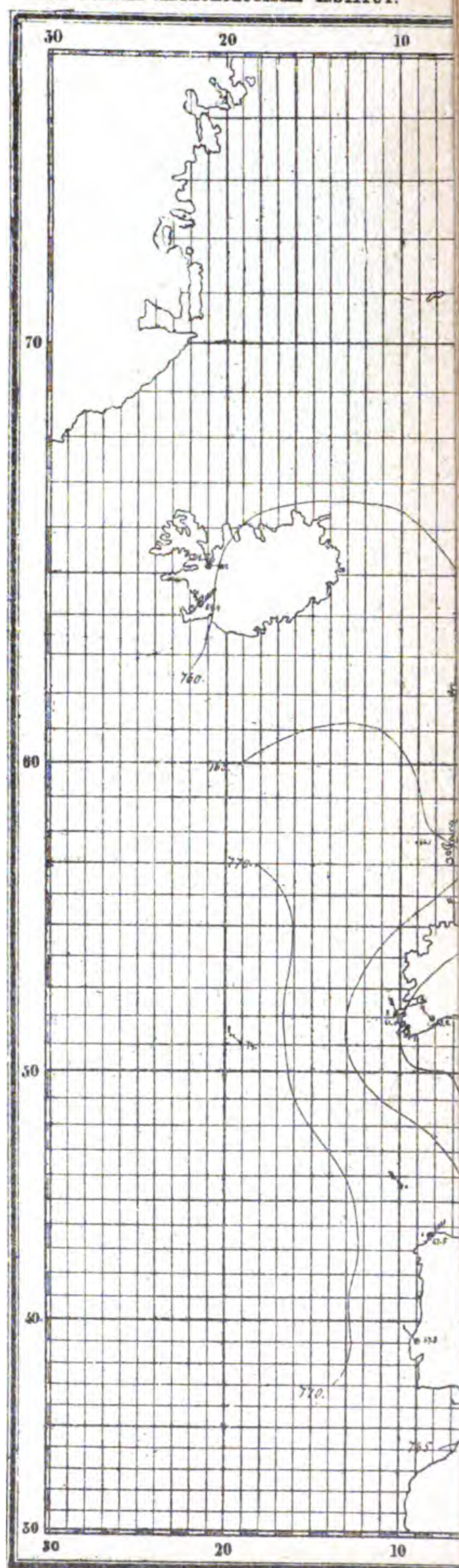
L'état du ciel, pluie ou neige, etc., est indiqué de la même manière que sur les cartes françaises de la même époque.

Chaque jour est représenté par 4 cartes, sauf le dernier jour

(1) Det norske meteorologiske Instituts Storm-Atlas. — Atlas des Tempêtes de l'Institut météorologique de Norvège (Texte norvégien et français). Christiania, 1870.

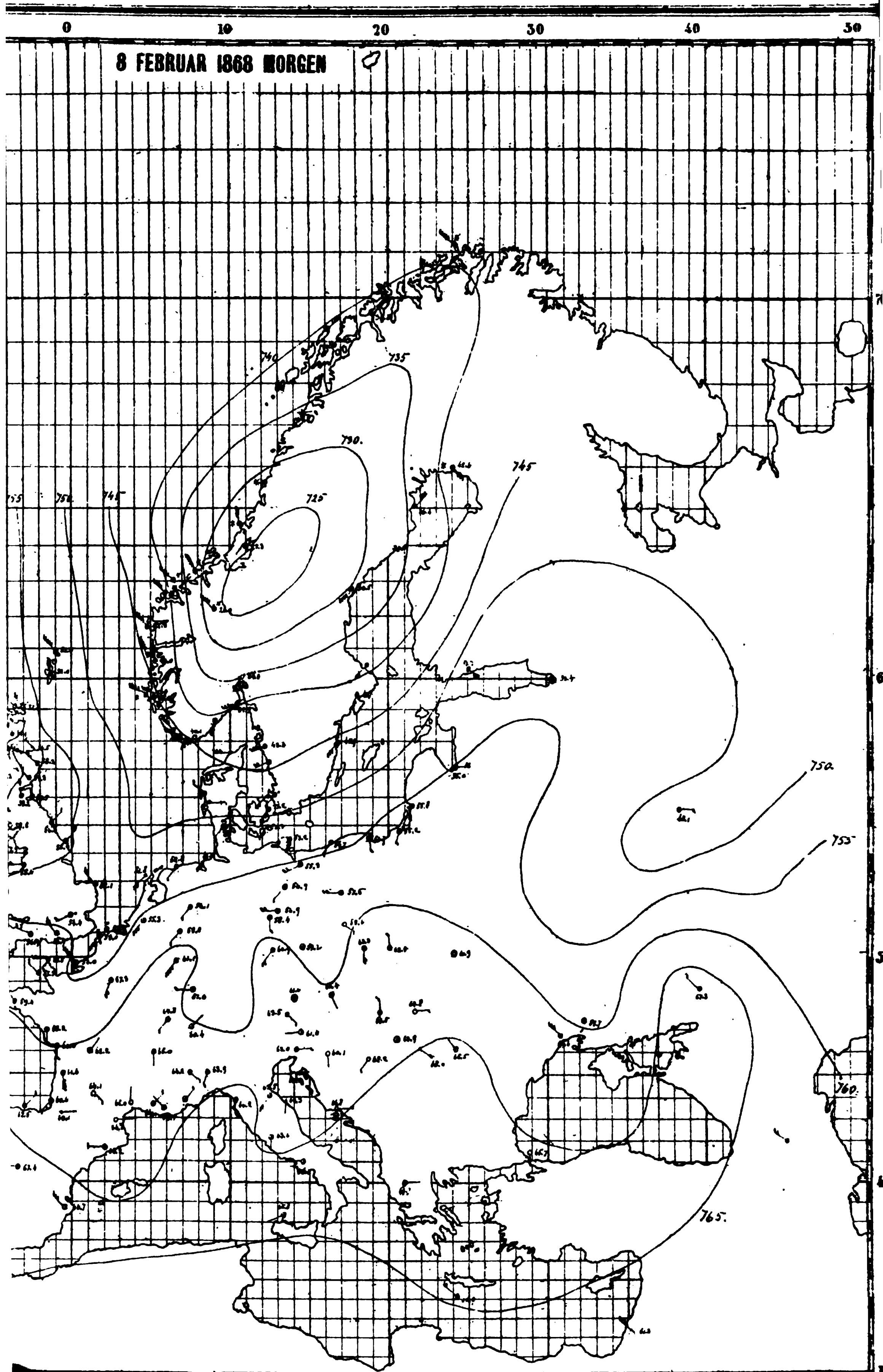
Pl. XVII.

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUT.



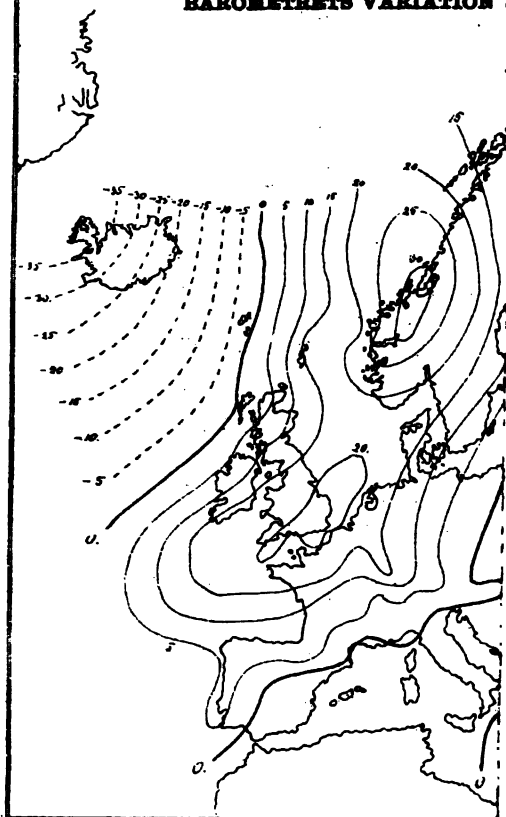
STORM-ATLAS.

INSTITUT MÉTÉOROLOGIQUE DE NORVÈG



DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUT.

BAROMETRETS VARIATION



Morgen. Hvirvelcentret i Rusland holder paa at forsvinde i Nærheden af Moskau. Hvirvelcentret fra Atlanterhavet passerer den skandinaviske Halvø paa Bredden af Throndhjem. Meget stærk Storm af Nord-Vest paa Norges Vestkyst og paa Shetlandsøerne. Vanddampenes Tryk er størst i Portugal, hvorfra en Arm med forholdsvis stærkt Tryk skyder sig op mod det sydlige Sverige.

Aften. Hvirvelcentret fra Norge har passeret Sverige og har naaet den Botniske Bugt. Lufttrykket stiger i Centret. Fremdeles Storm af NO, N og NV paa Norges Kyst, Storm af Syd i Petersburg. Vanddampenes Tryk er størst i det sydvestlige Europa og temmelig stærkt herfra til Østersøen.

Barometret stiger i det østlige Rusland, falder i det vestlige Rusland, Tyrkiet og Italien, stiger i Mellem- og Vest-Europa, sterkest i Norge og i det sydlige England, og falder i Atlanterhavet, meget sterkt paa Island, hvor en ny Storm af Sydost er brudt ud.

Thermometret stiger i Rusland og i det sydlige Frankrig, falder i det øvrige Europa, sterkest i Norge og paa Spaniens Østkyst, og stiger i Irland, Skotland, paa Færøerne og Island.

Den næste Morgen er Hvirvelcentret fra Sverige gaaet henimod det hvide Hav. Lufttrykket i samme har været og Vindens Styrke paa Norges Kyst aftaget. Paa Island Storm af Syd og Sydoest. Vanddampenes Tryk er størst i Syditalien, og temmelig stærkt i Atlanterhavet fra Portugal til Island.

de chaque série. (Voyez les spécimens ci-joints Pl. XVII-XVIII hors texte).

A gauche, on a la carte du matin ; sur cette carte on trouve les isobares tracées de 5 en 5 millimètres, la direction et la force du vent, l'état du ciel et la pluie ou la neige. Sur la page, à droite, on trouve 3 cartes plus petites, savoir : la carte du soir, correspondante à celle du matin, une carte qui fait voir la variation du baromètre, depuis le matin du jour même, jusqu'au lendemain matin, et une carte montrant d'une manière analogue la variation de la température de l'air dans l'espace de 24 heures. A la tête de chaque série de cartes, on trouve une carte indiquant les trajectoires des centres de dépression barométrique et les positions de ces centres à des époques différentes. Les tempêtes considérées sont celles du 29 novembre au 5 décembre 1867, du 23 au 27 janvier, du 6 au 9 février et du 28 mars au 1er avril 1868.

La discussion de ces cartes a conduit aux résultats suivants :

1. *Forme des isobares.* — Les maxima barométriques se trouvent généralement entourés de lignes, dont la circonférence est si grande, qu'elles ne peuvent pas être représentées dans leur totalité sur les cartes. Les minima, par contre, sont généralement entourés de lignes bien définies et sensiblement parallèles, d'une forme *ovale*. Le plus grand axe de ces figures a, non seulement pour les minima distincts, mais aussi pour le même minimum dans des temps différents, une direction différente. En cherchant sur les cartes tous les minima dont la forme et l'étendue des lignes barométriques permettent de déterminer la direction du plus grand diamètre, on trouve :

de l'Ouest à l'Est	N.-W.-S.-E.	N.-S.	N.-E.-S.-W.	indéterminable
7	2	11	5	7 fois

Toutes les directions se trouvent ainsi représentées.

2. *Direction et vitesse des minima.* — Les maxima barométriques se tiennent généralement pendant une période assez longue sur les lieux où ils ont été formés. Les minima, au contraire, se meuvent presque toujours au-dessus de la surface

terrestre. Ils se transportent presque toujours vers l'Est, parfois un peu vers le Nord, parfois un peu vers le Sud. Ils ne se meuvent que très rarement vers le N. ou vers le S. et leur mouvement n'est presque jamais dirigé vers l'Ouest. Un même minimum pendant sa marche varie et en direction et en vitesse. Il trouve qu'ils ont :

Une direction moyenne vers E, 6°9' S.

Une vitesse moyenne de 43,03 kilomètres par heure.

Si l'on prend tous les minima qui ont passé de l'Atlantique ou de la Mer Glaciale jusqu'à l'intérieur de la Russie et si on les sépare en trois groupes, d'après leur position géographique, par des lignes passant le long de la côte ouest de la Norvège et du golfe de Bothnie, on aura :

	VITESSE (Kilomètres par heure).			DIRECTION
	Totale.	Vers l'Est.	Vers le N. au N.-S.	
Sur la mer.	50	49	9 N.	E. 10°,6 N.
Scandinavie et Allemagne.	38	38	5 S.	E. 7°,5 S.
Russie	47	35	18 S.	E. 27°,5 S.

Ainsi ces minima ont leur plus grande vitesse avant d'arriver aux côtes ouest de l'Europe et une vitesse moins grande quand ils passent par la Scandinavie ; en Russie, la vitesse devient plus grande. On peut observer une grande régularité, quand on regarde la composante du mouvement qui mène les centres vers l'E. Elle diminue régulièrement à mesure que les minima se transportent de la mer à l'intérieur du continent. Les trajectoires des minima barométriques au-dessus de l'Europe boréale sont souvent très régulières, mais souvent assez sinueuses. En moyenne elles sont concaves vers le Sud, comme le montre le dernier tableau. Le mouvement moyen dans la direction du méridien est dirigé vers le N. sur l'Atlantique, un peu vers le S. dans la Scandinavie, et assez prononcé vers le Sud, en Russie.

3. *Variations de la pression au centre.* — Pendant que les minima se transportent sur la surface terrestre, la pression barométrique du centre varie aussi. En calculant la valeur de la pression dans les minima des trois groupes, ainsi qu'on l'a fait ci-dessus pour la vitesse, on trouve les valeurs moyennes suivantes :

Sur mer	732,5 mm.
Scandinavie et Allemagne	728,4 mm.
Russie	739,8 mm.

Par conséquent, les dépressions ont été les plus fortes pendant leur passage sur la péninsule scandinave et leur intensité a diminué à mesure qu'elles ont pénétré en Russie, où elles se perdent graduellement. En Sibérie et dans le Sud-Est de la Russie, le baromètre n'a en général que de faibles variations.

L'atlas nous donne aussi des exemples de la formation des minima barométriques, et des minima secondaires. Quand deux minima considérables se suivent de l'Atlantique vers l'Europe, les isobares affectent la forme des lemniscates autour de ces minima comme points focaux. Les minima barométriques se tenant le plus souvent sur les hautes latitudes, ce n'est que la partie méridionale de ces lignes qui se trouve sur les cartes. Les isobares prennent la forme d'une sinusoïde, dont les sommets s'élèvent entre les centres de dépression. Ces sommets désignent un maximum barométrique, la crête d'une onde atmosphérique, la division entre le régime de deux minima. C'est la même chose que nous avons déjà vue sur la carte du 16 mars 1859, reproduite plus haut, d'après un mémoire de M. *Buchan*.

4. *Direction et force du vent.* — M. *Mohn* démontre que la direction et la force du vent sont une fonction de la direction et de la grandeur du *gradient*. La grandeur du gradient est égale selon lui au *nombre de kilomètres* qu'il faut faire dans la direction du gradient pour que la pression d'air diminue *d'un millimètre*. La direction du vent est intermédiaire entre la direction du gradient et celle des isobares. Le vent a une direction telle, qu'on a, avec le dos vers le vent, la pression barométrique la plus faible à gauche et un peu en face. C'est la loi de *Buys-Ballot*. Or, nous avons autour des maxima un mouvement tournant, par lequel le vent s'éloigne du centre, en même temps

qu'il marche à droite et se meut en spirales dans le même sens que l'aiguille d'une montre, avec le cadran en haut. Autour d'un minimum, au contraire, c'est un mouvement tournant, qui pousse l'air suivant des lignes spirales, dans une direction opposée à celle des aiguilles d'une montre vers le centre. Le centre du tourbillon devient ainsi le même que le centre de la dépression barométrique.

La force du vent dépend de la grandeur du gradient barométrique. Il trouve les relations suivantes :

Force du vent.	*Vitesse du vent.*	*Gradient.* distance pour la variation de 1^{mm}.
6 violent	Plus de 100 km.	Inf. à 17 km.
5 très fort	70-100 »	17-23 »
4 fort	40-70 »	23-34 »
3 assez fort	25-40 »	34-50 »
2 modéré	14-25 »	50-100 »
1 faible	4-14 »	au-dessus de 100 »

Autour des maxima, la pression de l'air varie très lentement du centre à la périphérie, aussi les vents sont-ils le plus souvent très faibles, surtout près du centre.

Autour des minima, au contraire, il y a des variations rapides dans la pression barométrique, et par conséquent les vents sont forts, souvent tempétueux. Cependant les isobares ne sont pas équidistantes tout autour du centre. Dans la plupart des cas, la grandeur du gradient est différente, suivant les diverses directions à partir du centre. Ainsi un minimum est accompagné d'un côté d'une tempête, tandis que sur les autres côtés, le vent n'est que modéré ou faible.

Les minima ont un mouvement progressif, ce qui permet d'établir une différence entre la partie antérieure et la partie postérieure, et le côté droit et le côté gauche de chaque minimum. Pour les cartes de l'atlas M. *Mohn* a trouvé :

Partie antérieure	25	tempêtes.
» postérieure . . .	35	»
» droite	38	»
» gauche	22	»

C'est ainsi surtout sur le bord droit et sur le bord postérieur,

que les tempêtes sont le plus fréquentes, mais on peut les trouver sur tous les points du centre.

5. *La vapeur d'eau.* — Les plus grandes quantités de vapeurs d'eau se trouvent dans les régions situées au S. des centres de dépression barométrique. La partie où se trouve la plus grande tension des vapeurs est quelquefois située au S.-S.-E. du centre de dépression, mais le plus souvent au S., au S.-S.-W. ou même au S.-W. De la région du maximum d'humidité absolue partent comme des branches d'un courant très humide, s'étendant dans beaucoup de cas du S.-W. au N.-E. en suivant la trajectoire des vents du S. et du S.-W. Ces branches sont dirigées vers les centres de dépression qu'elles suivent dans leur marche; elles se tiennent surtout *en avant* du centre (Voyez la Carte du 31 mars 1868, fig. nº 12).

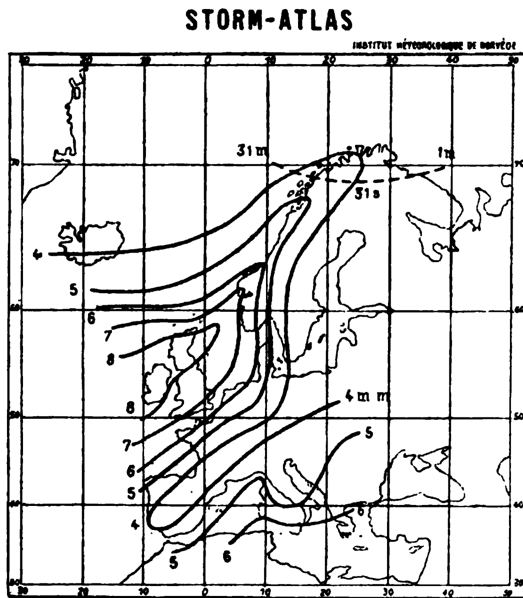


Fig. 12. — Carte des lignes d'égale tension de la vapeur d'eau le 31 mars 1868.

Cependant cette distribution n'est pas toujours aussi régulière. Il se forme comme des réservoirs pour les vapeurs, tantôt dans les parages du Portugal, tantôt sur la Méditerranée au S. de la Sicile, quelquefois sur la Baltique ou à l'ouest de

l'Irlande sur l'Atlantique. Ainsi les vapeurs d'eau se concentrent principalement sur une ou plusieurs parties des côtes méridionales ou occidentales de l'Europe, d'où elles sont poussées par les vents, vers les pays continentaux. Dans l'Europe orientale, leur quantité est relativement faible, surtout pendant les froids de l'hiver.

6. *L'état du ciel, pluie.* — Là où règnent les pressions fortes et les vents faibles, le ciel est généralement serein. Autour des minima, au contraire, le ciel est couvert, surtout sur le bord antérieur, tandis que sur le bord postérieur il est en général plus dégagé. De même la pluie et la neige sont plus fréquentes et plus fortes, sur le bord antérieur des minima. Sur le bord postérieur l'eau tombe par intervalles, pour cesser bientôt tout-à-fait.

7. *Variations du baromètre.* — Les cartes des variations du baromètre font voir que la hausse et la baisse de la pression de l'air s'effectuent dans des zones distinctes et alternantes, de manière qu'une zone de hausse se trouve entre deux zones de baisse et vice-versâ. D'où, la règle suivante : le baromètre atteint son minimum, lors du passage du centre de dépression et il atteint son maximum à la crête, entre deux minima. Quand le baromètre baisse au centre d'une dépression, il est évident que la ligne de la variation nulle et du minimum est refoulée à gauche (à l'ouest) et vice-versâ. Ce qu'on a appelé les ondes atmosphériques, ne sont que les zones alternantes de la baisse et de la hausse du baromètre, qui accompagnent les mouvements tournants dans leur marche, au-dessus de la surface terrestre. Les lignes de la variation nulle représentent les creux et les crêtes de ces ondes.

8. *Variations du thermomètre.* — Ces variations sont aussi groupées en zones, comme les variations du baromètre. Seulement les lignes de nulle variation sont beaucoup plus sinueuses et plusieurs maxima de variation se présentent généralement dans la même zone. Le thermomètre monte sur le bord antérieur et baisse sur le bord postérieur d'une dépression barométrique. Ainsi *le thermomètre monte là où le baromètre baisse*

et réciproquement. Du reste, il trouve que les variations thermiques sont plus grandes sur terre que sur mer.

9. *Variations de la tension de la vapeur d'eau et des hydrométéores.* — Celles-ci suivent de très près les variations de la température. Sur le bord antérieur, la tension de la vapeur augmente jusqu'au passage du centre, pour diminuer graduellement sur le bord postérieur. De même, la quantité de nuages et de pluie augmente à l'approche du centre. Sur le côté postérieur du centre, l'air s'éclaircit à mesure que le centre s'éloigne.

10. *Variations du vent.* — Sur le côté droit des trajectoires des centres de dépression, le vent tourne avec le soleil dans la direction S.-E., S., S.-W., W., N.-W.; sur le côté gauche, au contraire, il tourne dans la direction E., N.-E., N., N.-W.

Après avoir discuté les phénomènes indiqués par les cartes, M. *Mohn* va regarder ces phénomènes dans leur ensemble et chercher à trouver les forces agissantes et leur mode d'action. Il constate que les différences de la pression, poussent l'air de la pression la plus forte vers la pression la plus faible, c'est-à-dire perpendiculairement aux isobares, dans la direction du gradient. Cela indique une tendance de l'air à se mouvoir vers le minimum barométrique. La vitesse des courants d'air est déterminée par la grandeur de la différence de pression ou par la grandeur du gradient. Viennent alors les effets de la rotation et de la forme sphérique de la terre. Suivant celles-là, tout corps se mouvant le long de la surface terrestre aura, sur l'hémisphère boréal, une tendance à dévier à droite (1). Cette tendance est mesurée par 15° × Sin. de la latitude par heure. Elle est la même dans toutes les directions du mouvement, en tous les azimuts. Les deux forces agissant ainsi à tout moment sur l'air, déterminent son mouvement dans une direction intermédiaire entre celui du gradient et celui des lignes isobares. « De là s'ensuit, « dit-il, » immédiatement par construction géométrique, le mouvement tourbillonnaire autour des maxima et des minima de la pression de l'air ».

Les résultats trouvés plus haut font voir qu'il existe à

(1) Voyez Comptes-rendus de l'Acad. des Sc. à Paris. T. XLIX, 2e semestre, pp. 659, 686, 769.

beaucoup d'égards, un contraste entre le bord antérieur et le bord postérieur des mouvements tournants. Si le centre parcourt sa route normale vers l'est, et si « la ligne de division entre le bord antérieur et postérieur est déterminée par la ligne de division entre les grandes zones de variation, savoir du S.-S.-W. vers le N.-N.-E. », on trouve :

Sur le bord antérieur.	*Sur le bord postérieur.*
Le vent de l'E., S.-E., S., S.-W. à l'W., c'est-à-dire tous les vents ayant une composante du Sud.	Le vent de l'W., N.-W., N., et N.-E. à l'E., c'est-à-dire tous les vents ayant une composante du Nord.
Le baromètre baissant.	Le baromètre montant.
La température augmentant.	La température descendant.
La tension des vapeurs augmentant.	La tension des vapeurs décroissant.
La pluie (neige) forte et continue.	La pluie (neige) par grains et faible.

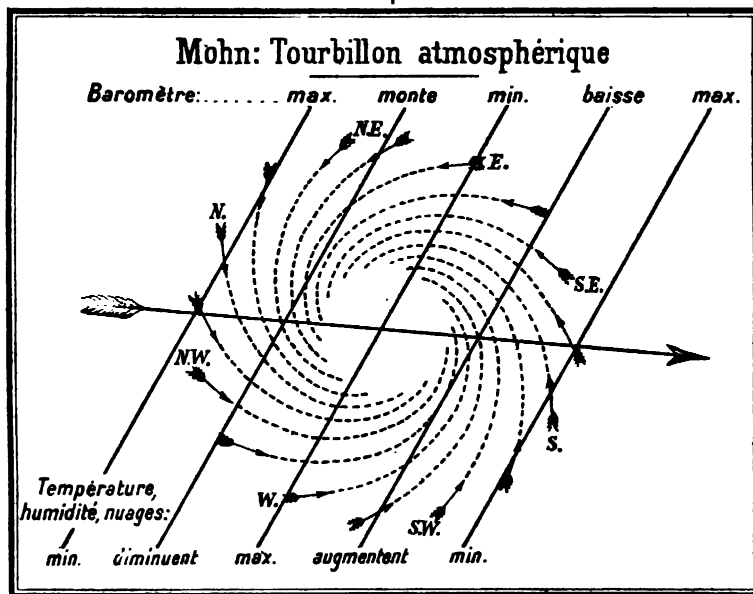


Fig. 13. — Direction du vent dans une dépression, d'après M. Mohn.

Toutes ces relations sont représentées dans la figure 13. C'est ainsi que le passage des mouvements tournants détermine le changement du temps. Dans le moment de la plus grande proximité du centre tous les instruments météorologiques va-

rient comme l'a démontré M. *Hildebrandsson* par les observations horaires faites à Upsal (1).

Ce contraste entre le bord antérieur et le bord postérieur d'un minimum barométrique fut considéré par M. *Mohn* comme la cause principale du mouvement du centre vers l'E. « Les vents soufflant, » dit-il, « aux points situés à l'est du centre, sont ceux du sud et du sud-est. Sur le point situé environ au milieu, entre le centre et la circonférence du mouvement tournant, on a des vents qui à l'origine, en entrant dans le régime du mouvement tournant, se trouvaient au sud du centre et qui ont été détournés de manière qu'ils ont soufflé comme W.-S.-W., S.-W., S.-S.-W., S. et S.-S.-E. en suivant le mouvement en spirale. Ces vents appartiennent ainsi aux régions les plus chaudes d'où le mouvement tournant apporte ses courants, ils viennent des régions où se forment, comme nous l'avons vu, des réservoirs de vapeur d'eau et ce sont ainsi ces vents qui, autant par les propriétés qu'ils apportent que par l'effet considérable de la condensation de leurs vapeurs, sont les plus efficaces pour produire la baisse du baromètre, lorsqu'ils se sont élevés à une hauteur convenable. Ces vents ont assez de temps pour monter et ce sont eux qui subissent le plus grand changement de latitude. Ces conditions ne se trouvent pas réalisées d'une manière aussi marquée pour les vents qui soufflent près de la circonférence du mouvement tournant. Les vents qui soufflent encore plus près du centre arrivent des régions plus à l'ouest ; ils sont ainsi plus froids et ils éprouvent pendant leur marche en dedans du mouvement tournant un changement de latitude plus faible... D'après ce qui précède ce serait sur le point indiqué dans la figure — par le croisement de la flèche et de la ligne de baisse — que le baromètre aurait baissé le plus rapidement. »

« Pendant que la pression de l'air va ainsi en diminuant, sur le bord antérieur du mouvement tournant, l'air afflue sur le bord postérieur vers le centre de dépression pour le combler. Cet air arrive des régions plus boréales, il est donc relativement froid et ne peut contenir qu'une faible quantité de vapeur d'eau. Il gagne des latitudes de plus en plus basses, c'est pourquoi il se réchauffe et acquiert une plus grande

(1) Bull. hebd. de l'Ass. Sc. de France. T. VII, 1870, p. 189.

capacité pour la vapeur d'eau. Les vents du bord postérieur manquent ainsi de la plupart des conditions qui produisent la baisse du baromètre et sur ce côté du centre la dépression peut se combler par l'air affluant, vers le centre les trajectoires des courants d'air se serrent et ici il est vraisemblable qu'un mouvement ascensionnel s'établit. L'air ne contenant qu'une faible quantité de vapeur d'eau, les condensations causées par cet effet ne peuvent cependant pas ordinairement devenir considérables, ni quant à leur quantité, ni quant à leur

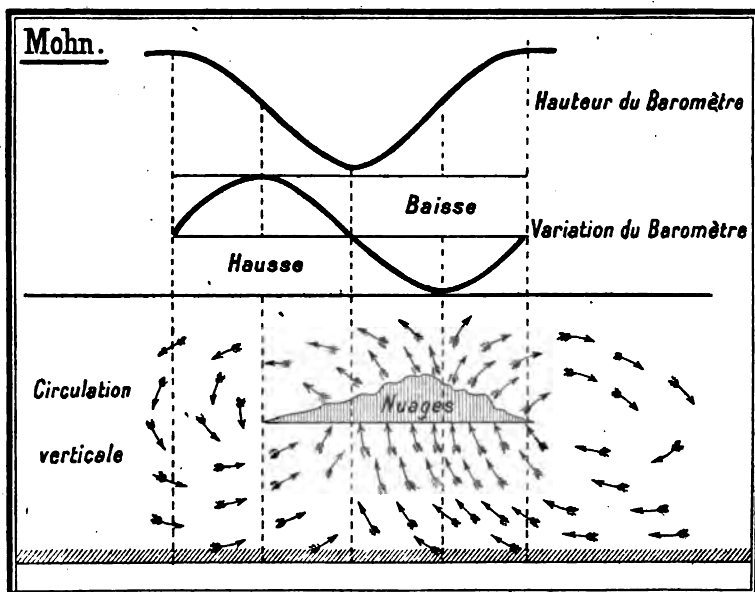


Fig. 14. — Indiquant la marche des éléments météorologiques suivant la section verticale d'une tempête.

effet. Là où une côte escarpée force les vents du bord postérieur à une ascension rapide, la pluie ou la neige peut devenir plus considérable et ainsi causer une augmentation de la baisse barométrique dans le centre et un retard dans le mouvement du centre vers l'est. »

« D'après la théorie que je viens de proposer, le mouvement de translation du centre de dépression est causé par le contraste des propriétés des vents entre le bord antérieur et le bord postérieur. Une section passant par le centre se présenterait comme le montre la figure 14.

» Les courants d'air ascendants sur le bord antérieur du mouvement tournant, s'étalent, d'après toute vraisemblance, comme c'est le cas dans la région des calmes équatoriaux, et deviennent la source des courants descendants s'écoulant des pressions fortes. Leur mouvement en dehors, vers la circonférence du mouvement tournant, s'explique par la distribution des pressions dans les hautes régions de l'atmosphère, où la densité de l'air est la plus faible aux points sous lequel elle est la plus grande à la surface terrestre, c'est-à-dire au-dessus des hautes pressions. L'air qui descend ici a perdu d'avance la plupart de ses vapeurs d'eau, il est sec pendant son mouvement descendant. Il est, dans les hautes régions, exposé à un fort refroidissement par radiation et peut ainsi arriver à la surface de la terre comme un air très froid (1). »

Le rôle important qu'il attribue à l'effet des vapeurs pour la marche des dépressions lui fait l'admettre aussi comme cause principale de leur formation. Le Gulfstream est appelé par les marins « le père des tempêtes ». M. *Mohn* accepte cette idée. Les eaux chaudes du Gulfstream sont bordées au nord par l'eau froide de la mer du Nord. « L'air chaud et les vapeurs sont transportés par les vents du S. et du S.-W. du Gulfstream jusqu'au bord oriental des mouvements tournants, où la baisse incessante du baromètre entraîne le centre de dépression après lui le long du bord boréal du Gulfstream vers l'est. Il faut pour cette raison chercher le plus grand nombre de mouvements tournants et conséquemment le plus grand nombre de tempêtes sur des latitudes plus hautes, comme le montre aussi d'une manière si nette la statistique des tempêtes de *Maury*. »

Nous voyons que les résultats sont à peu près les mêmes que ceux trouvés par M. *Buchan*. Les considérations théoriques et surtout le rôle important attribué à la vapeur d'eau, sont un développement des idées émises par *Loomis* et *Buchan*. Nous n'entrerons pas ici dans une critique de ces idées que nous aurons à discuter plus tard. Remarquons seulement que

(1) *Loomis* : On certain Storms in Europe and America, December 1836, Smiths. contrib. 1859, p. 10. « I believe that this cold current come from the atmosphere; and that the upper part of the atmosphere, when brought down to the level of the sea, is generally colder than the averge temperature of the earth's surface. » Nous verrons plus bas que ces idées sont erronées.

M. *Hann* souleva tout de suite des doutes sérieux. Pourquoi les tempêtes poursuivent-elles, sans interruption, leur marche vers l'est au-dessus de l'Autriche ? Pourtant dans ces contrées il tombe plus d'eau *après* qu'avant le passage du centre. On voit souvent, pendant le passage d'un minimum sur l'Europe centrale, comment les vents du S. en passant au-dessus des Alpes, déposent des masses considérables de pluie ou de neige sur les pentes méridionales; pourtant le centre ne descend pas sur la Méditerranée, il ne se forme même pas une dépression secondaire au sud des Alpes; d'un autre côté, on voit souvent des pluies intenses et répandues qui ne sont pas accompagnées d'une baisse considérable du baromètre. Au contraire il y a des minima très profonds qui marchent régulièrement au-dessus de l'Europe sans amener de pluie.

En 1872 M. *Mohn* publia la première édition de son excellent cours élémentaire de météorologie qui a été depuis lors traduit dans presque toutes les langues des peuples civilisés.

En *Suède* M. *Hildebrandsson* a publié dans l'annuaire de l'Université d'Upsal pour 1870 un mémoire en suédois *Sur les tempêtes du 13 au 21 octobre 1869* (1), suivi de 7 cartes synoptiques, dans le but pratique de fixer l'attention publique sur l'importance des prévisions du temps. L'année suivante il a présenté à la Société royale des Sciences et des Belles-Lettres à Gothembourg un mémoire français intitulé : *Études sur quelques tempêtes* (2). Dans le premier de ces mémoires il a retrouvé les résultats généraux sur la forme des isobares, la direction des vents, la marche du centre en général vers l'est, la baisse rapide du thermomètre après le passage du minimum barométrique, etc., constatés par les météorologistes français et par M. *Buchan*. Nous n'avons pas besoin de les répéter ici.

(1) Stormarna den 13de — 21sta Oktober, 1869.

(2) Un extrait de ces recherches fut publié déjà en mars 1870, dans le Bull. hebd. de l'Assoc. Sc. de France.

Dans l'autre mémoire il se propose un but plus scientifique. « Pour trouver », dit-il, » une théorie complète des tempêtes, il est nécessaire de chercher par des observations, indépendantes de toute opinion préconçue, les lois ou règles auxquelles ces phénomènes sont soumis. » Ceci se fait, selon notre opinion, le mieux et le plus sûrement par une étude des cartes synoptiques, aussi nombreuses et aussi détaillées que possible, et par leur comparaison avec des observations fréquentes, exécutées à certains observatoires centraux, pourvus de bons appareils enregistreurs.

« L'étude attentive de la marche des instruments pendant » un grand nombre de tempêtes paraît donc être d'un intérêt » considérable pour la théorie des tempêtes. Ce n'est pas assez » d'étudier, par le moyen des cartes synoptiques, la forme et » le mouvement des tempêtes, il faut aussi chercher à con- » naître avec la plus grande exactitude possible la température » qui se trouve des différents côtés du centre, et le rapport » entre les variations des instruments différents en un même » lieu, pendant que les centres de dépression passent dans des » directions différentes autour de cette station. La Suède est un » pays fort bien situé pour des recherches de ce genre, en » partie parce que la plupart des centres des tempêtes passent » au-dessus ou du moins très près de ce pays, tandis qu'ils » n'atteignent que plus rarement les contrées situées au sud » de la mer du Nord et de la Baltique, en partie parce que » les variations en question des instruments sont fort bien » visibles pendant nos longues nuits d'hiver, ce qui n'est pas » le cas dans des pays méridionaux, surtout à cause des » grandes variations diurnes de la température. »

Dans le mémoire en question M. *Hildebrandsson* étudie de cette manière plusieurs tempêtes qui ont passé de part et d'autres d'Upsal pendant les années 1865-67. Durant ce temps une société d'étudiants, sous la direction de M. *Rubenson*, a fait à l'Observatoire, jour et nuit, des observations météorologiques horaires avec une exactitude tout-à-fait extraordinaire jusqu'en 1868, où les instruments enregistreurs furent installés. Dans les exemples choisis, la direction du centre et la distance d'Upsal à laquelle il a passé aussi bien que

l'étendue des variations des instruments sont aussi différentes que possible. La plupart des exemples sont tirés des nuits d'hiver. Les tempêtes discutées sont les suivantes : 1° du 30 au 31 mai 1865 ; 2° le 11 septembre 1865 ; 3° du 26 au 27 novembre 1866 ; 4° du 7 au 10 novembre 1866 ; 5° du 13 au 17 novembre 1866 ; 6° du 7 au 8 décembre 1866 ; 7° du 24 au 25 janvier 1867 ; 8° du 1er au 3 février 1867 et 9° du 16 au 18 octobre 1869. Ces tempêtes sont représentées par 19 cartes synoptiques, et par 9 diagrammes donnant l'allure des instruments à Upsal pendant le passage des minima en question.

Prenons comme spécimen la tempête du 7-8 décembre 1866. Au matin du 7 le centre de dépression était à l'est de l'Écosse, à midi il avait atteint le côté ouest de la Norwège et le soir les environs de Christiania. Le 8 au matin (voyez carte Pl. XIX et le diagramme XX hors texte) le centre était tout près de Stockholm. Une région de haute pression régnait sur l'Espagne et le sud de la France. L'isobare de 765 mm. passait en ligne presque droite de l'Écosse à la mer Adriatique. Toute l'Europe nord était occupée par un tourbillon immense. Les isobares étant très serrés sur la Suède méridionale et le Danemark, les vents y étaient très violents.

Le diagramme ci-dessus fait voir que le thermomètre se mouvait régulièrement en sens inverse du baromètre. La perturbation causée par l'effet de la variation diurne se voit sur la courbe de la température, mais elle est bien insignifiante.

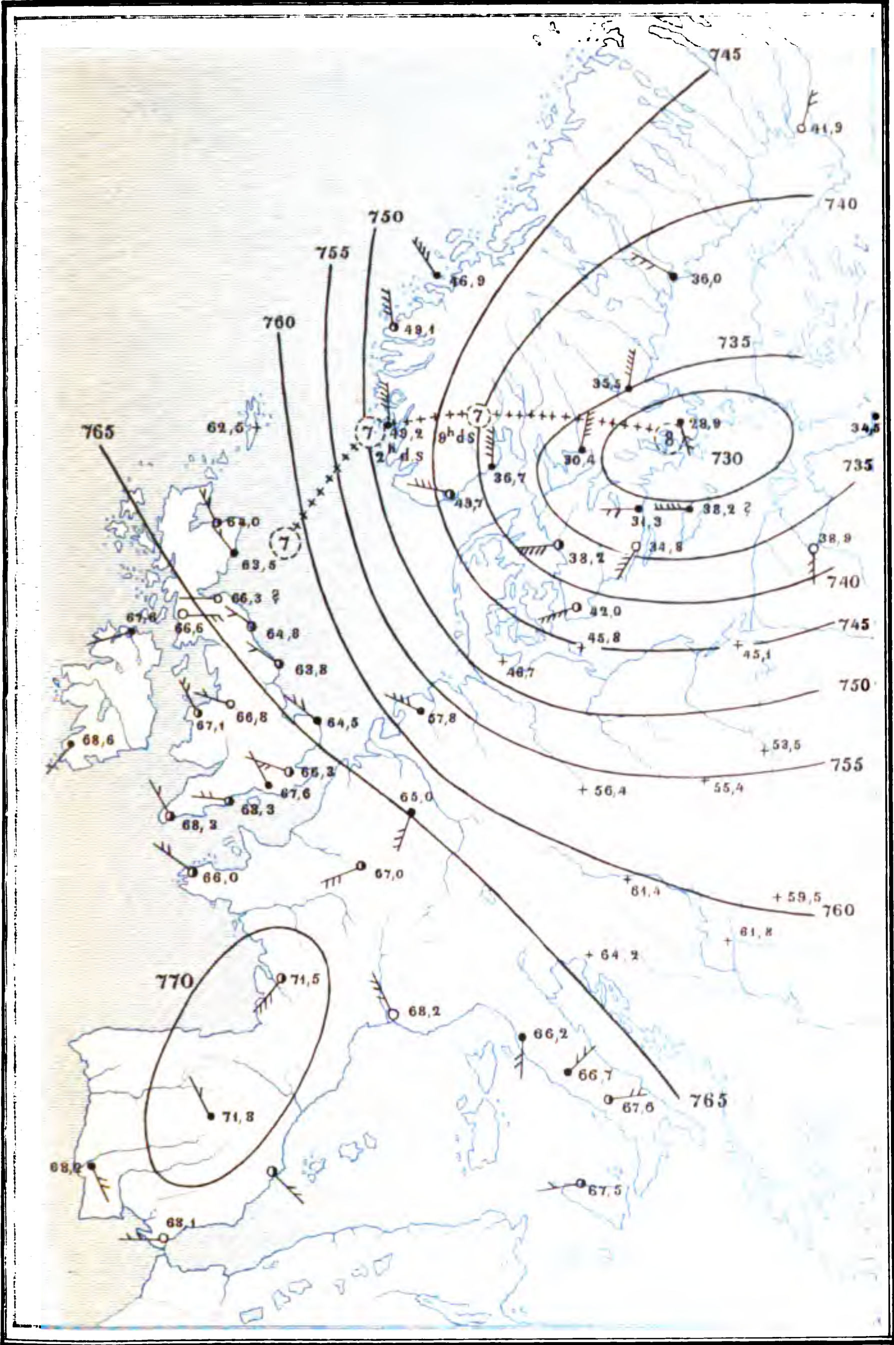
Les conclusions auxquelles est arrivé M. *Hildebrandsson* par ces recherches sont les suivantes : l'étude des cartes synoptiques conduit aux mêmes résultats qui ont déjà été trouvés indépendamment par d'autres personnes dans des pays différents et les confirme complètement. On trouve, en effet :

« 1° Des régions de maxima barométriques et de minima barométriques entourées de lignes isobarométriques d'une forme plus ou moins régulière.

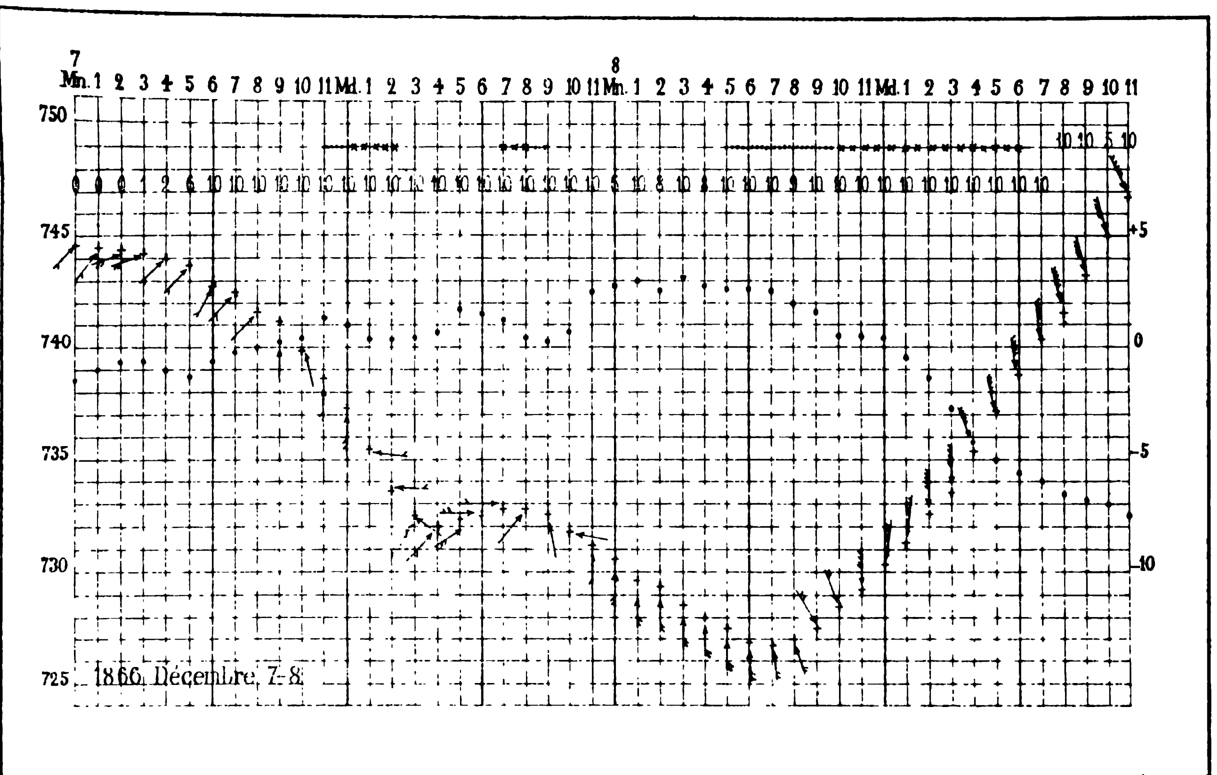
» 2° Autour des maxima les lignes isobares sont plus séparées les unes des autres, les vents y sont par conséquent

XIII.

CARTE MÉTÉOROLOGIQUE DU 8 DECEMBRE 1866 à 8h DU MATIN.



Pl. XX.


7
Mn. 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 Md. 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11
8
Mn. 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 Md. 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11
750
745
740
735
730
725
+5
0
-5
-10
1866 Décembre, 7-8.

faibles et variables, et le ciel est en général serein ; ainsi ces régions sont celles où règne un temps beau et calme.

» 3° Autour des minima, au contraire, les lignes isobares sont plus rapprochées les unes des autres, du moins d'un côté du centre, le vent est plus fort à mesure que les isobares sont plus serrées, la direction du vent est déterminée en chaque point par la loi de *Buys-Ballot*, et l'air semble ainsi se mouvoir autour du centre de dépression en sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre. Auprès du centre il se trouve parfois une région où les lignes isobares sont plus éloignées les unes des autres et dans laquelle par conséquent le vent est plus faible.

» 4° Tous les centres de dépression sont venus de la mer et ont traversé la Scandinavie dans la direction principale de l'ouest à l'est.

» 5° La partie antérieure de la bourrasque est en général accompagnée d'un ciel couvert de nuages de pluie (ou de neige), mais du côté postérieur le ciel est bien moins couvert ».

L'étude de la marche des instruments à Upsal nous fait encore comprendre la relation intime qui existe entre les divers éléments météorologiques pendant les tempêtes. Pour éviter autant que possible les perturbations causées par les variations diurnes dans l'allure des instruments, on a choisi des minima qui ont presque tous passé pendant des nuits d'hiver ; par suite ces perturbations ont été presque complètement éliminées. On trouve les règles suivantes :

« 1° Le vent varie avec une régularité surprenante de sorte qu'il est possible presque à chaque instant de fixer selon la loi de *Buys-Ballot* la direction où se trouve le centre de dépression.

» 2° Plus le centre passe près de l'observatoire, plus le baromètre passe rapidement de la baisse à la hausse, et plus le vent tourne rapidement du S.-W. au N.-W. par l'W, quand le centre passe au nord de la station et du S.-E. au N. par l'E., quand le centre passe au sud du lieu d'observation.

» 3° Si un nouveau centre approche, le vent rétrograde en sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre vers le côté sud lorsque le baromètre atteint son maximum à la

dorsale entre les deux minima. Dans les cas traités ici il n'y a que le 24 janvier 1867 qui fasse exception.

» 4° *La pression de l'air et la température varient en sens inverse.* Les courbes barométriques et thermométriques sont, en effet, presque symétriquement contraires les unes aux autres. Plus le baromètre commence à monter rapidement et plus la vitesse avec laquelle change le vent est grande, plus l'abaissement de la température devient fort.

» 5° Les variations de la pression de la vapeur d'eau suivent à peu près les variations de la température ». En calculant pour les onze minima discutés dans ce mémoire les moyennes des différents instruments avant et après le passage du minimum et en prenant les *différences* entre la partie antérieure et la partie postérieure il a trouvé les différences suivantes :

TEMPÉRATURE	HUMIDITÉ TENS. VAP.	VITESSE DU VENT	QUANTITÉ DES NUAGES
	m. m.	0 — 6	0 — 10
+ 5°,66	5,02	— 1,7	2,3
+ 3°,15	4,26	— 1,4	2,5
+ 3°,01	2,53	— 0,6	5,6
— 0°,55	— 0,37	— 1,0	1,4
+ 3°,09	1,01	— 2,0	1,9
+ 4°,50	2,03	— 1,8	2,2
+ 5°,63	1,12	+ 1,9	3,7
+ 5°,43	1,07	+ 1,3	2,3
+ 3°,87	1,23	— 3,1	— 1,4
+ 1°,45	0,23	+ 0,2	4,2
+ 1°,14	0,77	+ 1,8	4,5
Moy. + 3°,31	1,72	— 0,58	2,65

Or, la température, la tension de la vapeur d'eau et la quantité de nuages sont, en général, à Upsal plus grandes avant qu'après le passage du centre. La force du vent semble, au contraire, dans la plupart des cas, être un peu plus considérable au bord postérieur qu'au bord antérieur du tourbillon. La différence, souvent très grande, de la vitesse du vent avant et après le passage du centre est très remarquable.

Quant à la cause qui détermine les centres des dépressions à marcher de l'ouest à l'est, M. *Hildebrandsson* n'émet aucune opinion à cet égard. En effet, il arrive trop souvent qu'une dépression passe au-dessus d'Upsal et même grandit sans qu'il y ait de la pluie, pour qu'il pût admettre, comme MM. *Buchan* et *Mohn,* la condensation de la vapeur d'eau comme cause principale du mouvement du centre vers l'Est.

En *Angleterre* un comité officiel a critiqué les travaux de l'amiral *Fitz-Roy* après la mort prématurée de cet homme illustre. La critique de son service pour les prévisions du temps fut sévère et même injuste. Le 14 mai 1866, *Le Verrier* disait devant l'Académie des Sciences, à Paris, à propos du rapport de ce comité : « Prenant pour point de départ un système de prévisions absolues, M. l'amiral *Fitz-Roy* a rendu les plus grands services en l'étudiant avec un zèle persévérant. S'il n'est pas arrivé à des résultats pratiques suffisants, nul autre à sa place n'eût mieux fait, la discussion de son travail est de nature à porter la lumière dans ces questions difficiles » et M. *Buchan* appelle très justement l'organisation des prévisions de *Fitz-Roy* « a service wich has made his name a household word, and entitled him to be considered as a public benefactor ». Cependant le service météorologique anglais fut entièrement réorganisé et les prévisions supprimées le 7 décembre 1366. Le nouveau Meteorological Office, dirigé de M. *R. H. Scott*, fut mis sous le contrôle d'un comité élu par la Société Royale de Londres. A peine les prévisions avaient-elles été supprimées qu'une masse de pétitions arrivèrent d'un grand nombre de ports demandant qu'elles fussent rétablies. Le Board of Trade même s'étant placé en mai 1867 parmi les pétitionnaires, les prévisions commencèrent de nouveau en décembre 1867 mais au début furent faites sur une échelle très réduite.

On a pendant l'hiver suivant employé pour les prévisions du temps, la méthode de *Buys-Ballot*, publiée dans son

mémoire sur l'aéroclinoscope (1). On a tracé sur la carte représentant la Grande-Bretagne et les parties environnantes plusieurs lignes entre des stations principales dans diverses directions. Chaque matin on a déterminé la grandeur du gradient, exprimé en centièmes de pouce pour 100 milles. De là on conclut que le vent soufflerait pendant la journée suivante environ perpendiculairement à la direction du gradient le plus grand.

Cependant l'année suivante on a rétabli l'usage des cartes synoptiques ordinaires (2) après que le capitaine *H. Toynbee*, chef du service maritime à l'Institut, eût présenté au comité un rapport sur l'usage des courbes isobarométriques pour la prévision du temps (3).

Cette année l'Institut de Londres a commencé la publication de son *Quarterly Weather Report* contenant les diagrammes des instruments engistreurs de sept observatoires anglais fonctionnant tous depuis le 1er septembre 1868. La discussion de ces courbes est accompagnée de petites cartes synoptiques pour tous les jours qui présentent un intérêt spécial. Dans le premier tome on trouve aussi un mémoire de M. *Scott* sur les tempêtes de l'est en Angleterre. Cette publication et celle des registres et des cartes synoptiques journalières, les *Daily Weather Reports*, a fourni aux météorologistes des matériaux des plus importants pour l'étude de la météorologie dynamique.

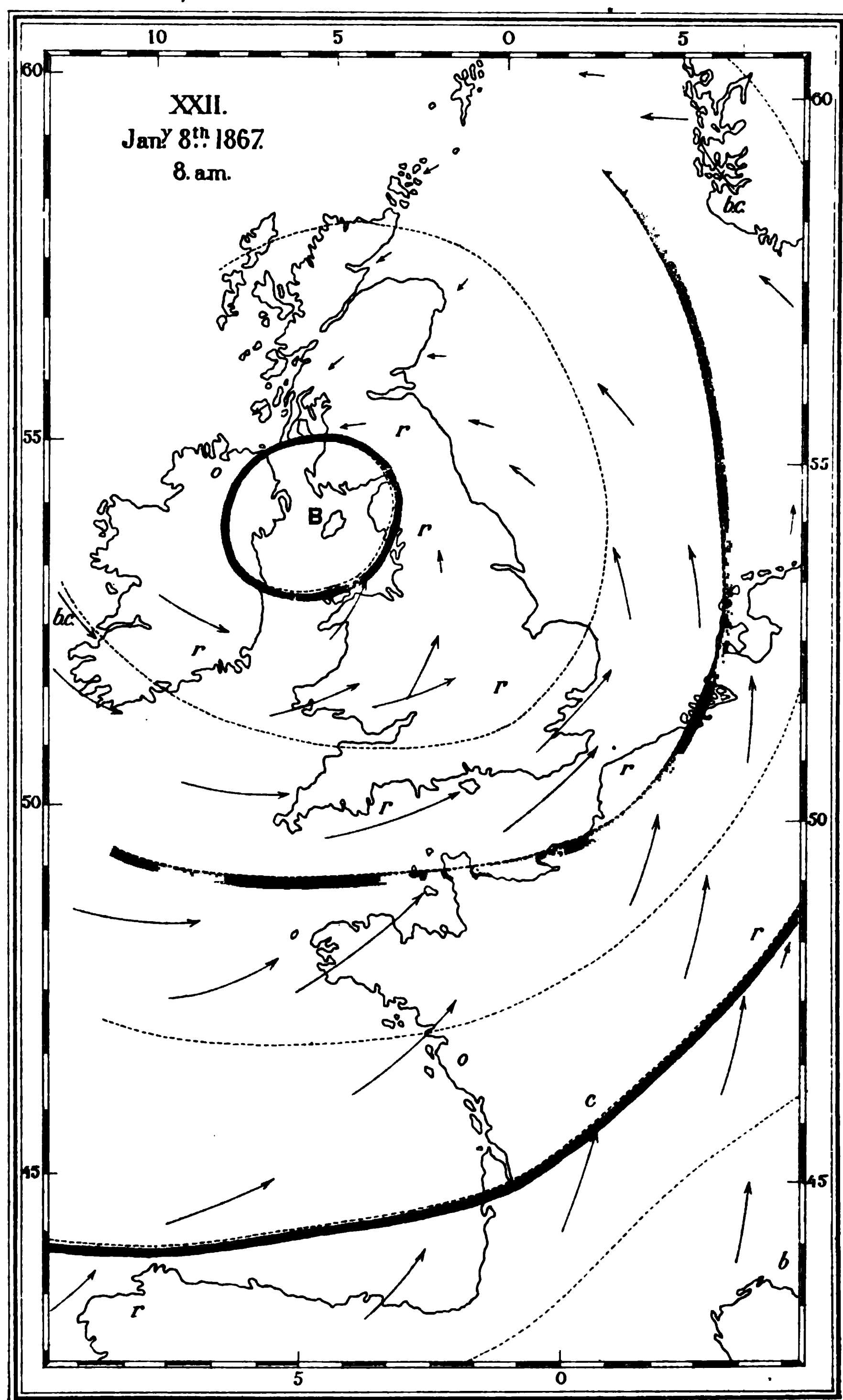
De son côté M. le capitaine *Toynbee* a publié une discussion (4) des tempêtes de l'Atlantique au nord de 30me degré de latitude N. pour les onze jours du 29 janvier au 8 février de 1870, accompagnée de cartes synoptiques pour lesquelles les registres de bord de plus de 30 navires ont fourni les données nécessaires. Il a discuté la forme, l'étendue et la

(1) Robert H. Scott : Report of an inquiry into the connexion between strong winds and barometrical differences. Presented to the committee of the meteorological office. London, 1868.

(2) En usage en France depuis 1860.

(3) Captain Henry Toynbee : Report to the committee of the meteorological office on the use of isobaric curves, and a line of greatest barometric change in attempting to fortel winds, etc. London, 1869.

(4) A discussion of the meteorology of that part of the Atlantic lying north of 30° N par the eleven days ending 8 th. February 1870, by means of synoptic charts, diagrams, extracts fram logs, remarks and conclusions. London, 1872.


XXII.
Jany 8th 1867.
8. a.m.
10
5
0
5
60
55
50
45
B
r
o
b.c.
c
b

marche en général vers le N.-E. des dépressions nombreuses qui se sont succédé sans cesse pendant les jours en question. Sur l'origine des tempêtes tournantes il émet l'opinion qu'elles se forment à la rencontre des vents du nord-ouest régnant en hiver sur les côtes des États-Unis avec les vents du S. se trouvant plus à l'est au-dessus de la mer, ces vents provenant à leur tour, selon la loi de *Buys-Ballot*, de la distribution de la pression barométrique. Or, selon lui les tempêtes de l'Atlantique nord seraient des tourbillons formés entre deux courants presque opposés (1), à peu près de la même manière que les mouvements tourbillonnaires qui se produiraient, selon *Dove*, entre « le courant polaire » et « le courant équatorial, » chaque fois que le premier serait à l'ouest du second. Il y a cependant une différence essentielle en ce que M. *Toynbee* a trouvé dans la distribution de la pression barométrique la cause immédiate des courants atmosphériques.

Une publication plus importante encore a paru à Londres en 1872, c'est le traité du Rév. *W. Clement Ley* (2) sur les lois des vents dominants à l'ouest de l'Europe. Dans ce livre il donne des exemples nombreux de dépressions barométriques accompagnés de cartes synoptiques (Pl. XXI) et de tableaux d'observations. Il nous fait voir des cyclones naissants, des cyclones bien développés et enfin des cyclones en train de disparaître. A la fin il indique pour la première fois le régime des vents supérieurs, étudié par l'observation de la marche des nuages supérieurs. Ces résultats sont de la plus haute importance et ces recherches, comme il le dit lui-même, apportent une confirmation de ceux trouvés déjà par M. *Buchan* et d'autres. Ainsi il fait voir que les isobares ont en général une forme circulaire ou ovale autour des minima et des maxima barométriques, que les vents sont doués d'un mouvement rotatoire, en sens inverse autour des minima et en sens direct autour

(1) M. Marié-Davy et en général les météorologistes chargés de l'étude des tempêtes à l'Observatoire de Paris étaient arrivés dès 1864 à cette conclusion, qu'on trouve formulée nettement dans la Météorologie générale de M. Marié-Davy, parue en 1866, comme nous l'avons exposé plus haut.

(2) The Laws of the winds prevailing in western Europe. Part. I. London, 1872. (La partie suivante, dans laquelle il avait l'intention de traiter les anticyclones, n'est jamais parue.)

des maxima sur l'hémisphére boréal, en suivant la loi de *Buys-Ballot ;* que les centres des dépressions se transportent en général de l'ouest à l'est au-dessus de la surface terrestre, tandis que les aires de haute pression se meuvent lentement tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. En étudiant de plus près la propagation des centres de dépressions il trouve que la direction de la trajectoire varie entre le N.-N.-E. et S.-S.-E. et il cherche à démontrer qu'elle dépend. en général, de la distribution antérieure de la température de manière qu'elle aurait en moyenne une inclinaison de 45° vers les isothermes les plus basses. Il a trouvé, cependant, plusieurs exceptions à cette règle, qui n'est du reste guère admise à présent. Les dépressions subissent en même temps une attraction et un retard par les grandes chaînes de montagne, de même les hautes pressions peuvent influencer la marche des dépressions en les arrêtant ou en accélérant leur vitesse, celle-ci étant la plus grande, s'il y a une haute pression *à droite* de la route du centre d'un minimum barométrique.

Nous avons vu que MM. *Buchan* et *Mohn* ont considéré le contraste de température et surtout de la quantité de vapeur d'eau entre le bord antérieur et le bord postérieur d'un minimum barométrique, comme cause principale du mouvement du centre vers l'E. Cette idée a été poursuivie et développée par M. *Ley*. Il admet qu'une précipitation de pluie est toujours la cause première de la formation d'un minimum barométrique, et il cherche à démontrer, de la même manière que M. *Mohn*, que la condensation de la vapeur d'eau à l'est du centre (vapeur amenée par les vents du sud venant des régions plus chaudes et plus humides), est la cause principale du mouvement du centre vers l'est. Comme cause secondaire il admet la distribution ordinaire de la pression barométrique, plus haute, en général, au sud de l'Europe, d'où résulte un mouvement général de l'air de l'ouest à l'est dans nos contrées, comme partout dans la zone tempérée. Pour la première fois il a constaté une variation annuelle dans la direction des centres des dépressions. Il a trouvé qu'en général ils se dirigent en hiver vers le S.-E. et en été vers le N.-E. La cause en est, selon lui, qu'en Europe les isothermes sont

dirigées du nord au sud en hiver et du S.-W. au N.-E. en été. Par conséquent, un centre de dépression situé sur la côte ouest des îles Britanniques aura, en hiver, l'air le plus chaud et le plus humide à l'ouest. Cet air passe au sud du centre, et c'est au sud-est que la condensation la plus rapide aura lieu. Or, le centre doit marcher vers le S.-E. En été, au contraire, une dépression venant de l'Atlantique trouvera l'air le plus chaud et le plus humide au S.-E. Cet air sera conduit à l'est du centre et la condensation la plus rapide aura lieu au N.-N.-E., et c'est par conséquent vers le N.-N.-E. que la dépression ira.

Il a trouvé aussi que les dépressions sont attirées pour ainsi dire par les grandes chaînes de montagnes comme les Pyrénées, les Alpes de la Suisse et de la péninsule Scandinave, à cause de la condensation extraordinaire des vapeurs d'eau dans les courants d'air qui passent au-dessus de ces montagnes. Enfin, comme nous l'avons déjà indiqué, il a, pour la première fois, étudié par des observations de la marche des nuages, le régime des vents supérieurs.

Il a analysé 620 observations faites par lui-même sur les mouvements des Cirrus de la manière suivante. Chaque fois la direction observée avait été indiquée sur la carte synoptique du jour par une flèche rouge. Depuis il a calculé combien de fois cette flèche a été : 1° parallèle à l'isobare passant par la station et dirigée dans le sens indiqué par la loi de *Buys-Ballot;* 2° parallèle à l'isobare mais en opposition avec cette loi ; 3° inclinée en dedans ; 4° inclinée en dehors.

(Voir le résultat de cette investigation dans le tableau de la page suivante).

Par ces tableaux il est évident *qu'en général les courants supérieurs de l'atmosphère s'éloignent des minima et convergent vers les maxima barométriques.*

Ainsi vers l'année 1872 on avait trouvé les lois principales de la météorologie dynamique. La circulation de l'air et la

distribution des autres éléments météorologiques autour des minima étaient connues dans leurs traits généraux grâce aux travaux dont nous avons donné un résumé précédemment.

Depuis *Espy* jusqu'à MM. *Mohn* et *Clément Ley* on a considéré les tourbillons de l'air, grands et petits, comme l'effet d'une raréfaction locale déterminant, au ras du sol, dans une atmosphère de constitution plus ou moins instable, un courant d'air ascendant qui empruntera une tendance gira-

1. MINIMA

DIRECTION	N.-E.—S.-E.		S.-E.—S.-W.		S.-W.—N.-W		N.-W.—N.-E du centre	
	Nombres	Pr cent.	Nombres	Pr cent.	Nombres	Pr cent.	Nombres	Pr cent.
Selon *Buys-Ballot*	31	33,3	54	48,2	46	55,4	4	7,4
En sens opposé.	2	2,2	1	0,9	4	4,8	6	11,1
Inclinaison vers le centre.	5	5,4	16	14,3	14	16,9	4	7,4
Inclinaison en dehors . .	55	59,1	41	36,6	19	22,9	40	74,1

2. MAXIMA

DIRECTION	N.-E.—S.-E.		S.-E.—S.-W.		S.-W.—N.-W.		N.-W.—N.-E du centre	
	Nombres	Pr cent.	Nombres	Pr cent.	Nombres	Pr cent.	Nombres	Pr cent.
Selon *Buys-Ballot*	37	56,9	10	15,2	13	22,0	26	29,6
En sens opposé.	2	3,1	11	16,6	4	6,8	1	1,1
Inclinaison vers le centre.	15	23,1	35	53,0	40	67,8	50	56,8
Inclinaison en dehors . .	11	16,9	10	15,2	2	3,4	11	12,5

toire à la rotation de la terre, et l'on a cherché à démontrer que la condensation de la vapeur d'eau, à l'est du centre, amenée là par les vents du sud venant des régions méridionales plus chaudes et plus humides, est la cause principale du mouvement du centre vers l'est. Cette opinion fut fortement appuyée par les recherches de M. *Reye*, Professeur à l'Université de Strasbourg. Dans son livre sur les tourbillons atmosphériques (1), grands et petits, il commence par une

(1) Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen in der Erd-Atmosphäre. Hannover, 1872.

description des différentes formes de ces tourbillons en étudiant successivement les tourbillons de feu et de fumée qui se forment au-dessus d'une prairie enflammée ou d'un volcan. les tourbillons de poussière naissant sur un chemin ou une plaine sablonneuse fortement échauffée du soleil, les trombes sur terre et sur mer, les tornades des États-Unis ou des parages intertropicaux, les cyclones ou typhons tropicaux et enfin les tempêtes des zones tempérées. Il fait voir qu'on ne peut guère, nulle part, tracer une limite bien nette entre ces formes différentes des tourbillons aériens. Il les considère tous comme des courants verticaux qui enlèvent en haut l'air humide et chaud voisin de la surface terrestre. Ces courants verticaux doivent naître chaque fois que les couches inférieures de l'atmosphère sont dans un *équilibre instable* causé soit par un échauffement très grand de la surface terrestre, soit par l'arrivée d'un courant supérieur très froid. Dans nos contrées il est bien rare que les couches inférieures deviennent réellement *moins denses* que les supérieures; selon les calculs de M. *Reye* il faut, en effet, pour cela, que la température décroisse de 3°,42 C. pour une élévation de 100 mètres. Une diminution si rapide n'a guère été directement observée. La plus rapide que l'on connaisse pour une grande hauteur est celle qui a été trouvée pendant l'ascension fameuse de *Barral* et *Bixio* le 27 juillet 1850. Cependant M. *Reye* a démontré que l'équilibre dans l'atmosphère devient néanmoins instable dès qu'il y a une diminution de 0°99 pour 100 mètres. Pour un air humide il suffit d'un décroissement moins rapide encore. C'est aussi sur l'Océan dans la zone torride qu'on observe le plus souvent des trombes, et c'est là que les tempêtes sont les plus violentes. On sait que la force du vent est proportionnelle au gradient, et si le diamètre d'un tourbillon est petit, on n'a pas besoin d'admettre une diminution excessive de la pression dans son centre. Or, il suffit, pour se rendre compte des dégâts produits par une trombe, d'admettre une dépression de 20 mm. dans son centre. Une telle dépression correspond à une diminution de 272 kilogrammes par mètre carré. Une telle poussée, si elle est soudaine, suffit non seulement pour jeter dans l'air les toits

des maisons et enlever des hommes et des ponts, mais même pour renverser des bâtiments et des maisons et en disperser les débris sur une étendue considérable.

Le travail intérieur d'un cyclone est très grand. M. *Reye* a discuté à cet égard le cyclone célèbre qui passait sur l'île de Cuba le 5 octobre 1844. A une distance de 100 lieues anglaises du centre, *Redfield* a trouvé pour cette tempête une vitesse du vent de 40 mètres par seconde, et une inclinaison du vent en dedans de 5° à 10° (l. c., p. 160).

En calculant la quantité de travail M. *Reye* a trouvé que 39.950 kilogrammètres ont été dépensés chaque seconde pour produire ce mouvement, cela correspond à la quantité de chaleur produite par la condensation de 158.090 kilogrammes d'eau par seconde, ce qui donne au-dessus de la surface en question en 24 heures une hauteur de pluie de 0,17 mm. seulement. Or, on a, selon lui, dans la chaleur de condensation de la vapeur d'eau une source de travail plus que suffisante.

Des idées analogues avaient été émises auparavant par M. *Peslin* dans un mémoire remarquable *sur les mouvements généraux de l'atmosphère*, publié dans l'atlas météorologique de l'Observatoire de Paris pour l'année 1867. Il y a calculé aussi la condition de stabilité de l'équilibre atmosphérique, et il démontre que, dès que la décroissance des températures dans l'atmosphère devient plus rapide que celle qu'éprouve l'air dans un mouvement ascensionnel, l'équilibre atmosphérique cesse d'être stable. « Nous sommes donc certains que, toutes les fois que la rapidité de décroissance des températures tendra à s'exagérer dans l'atmosphère terrestre, toutes les fois que la température des couches inférieures s'élèvera trop rapidement, ou que celle des couches supérieures deviendra trop basse, l'équilibre atmosphérique ne pourra subsister ; des courants d'air prendront naissance, qui maintiendront la loi de décroissance des températures dans les limites au-delà desquelles l'équilibre deviendrait instable ». — « Toutes choses égales d'ailleurs, le travail moteur créé par le tourbillon, et qui entretient sa violence, est d'autant plus grand que l'air de l'atmosphère où il se propage est plus près du point de saturation.

Enfin il a tiré de ses formules la conséquence importante

que l'air dans la tempête est toujours doué *d'un mouvement ascendant.*

On sait que ce sont des considérations analogues qui ont servi, plus tard, de point de départ aux recherches théoriques de *Ferrel*, de *Guldberg* et *Mohn* et d'autres auteurs plus récents encore.

Cependant il existait en météorologie une théorie diamétralement opposée; celle qui fait naître les tourbillons à axe vertical *dans les courants supérieurs de l'atmosphère. Marie Davy* pensa, comme nous l'avons vu, que l'aspiration se fait par les parties hautes du tourbillon ; il attribua les pluies violentes qui accompagnent la tempête à la rencontre de l'air froid des régions supérieures *descendant* suivant l'axe du tourbillon, et de l'air chargé de vapeur d'eau des régions moyennes de l'atmosphère. On sait que cette théorie a été depuis modifiée et développée par M. *Faye* et que la théorie, basée surtout sur l'existence d'un mouvement ascendant, a été vivement combattue par lui (*Sur les tempêtes*, Paris, 1887).

Nous n'entrerons pas quant à présent dans les discussions théoriques. Nous avons voulu seulement indiquer ici en peu de mots les idées qui ont guidé pendant ce temps les météorologistes dans leurs recherches empiriques. Nous essayerons cependant, dans un chapitre suivant, de trancher la question de la direction du mouvement de l'air par les recherches empiriques. Pour aller plus loin dans ces recherches on avait besoin d'un côté de *collections de cartes synoptiques journalières* embrassant une partie de la surface terrestre aussi grande que possible, d'un autre côté *d'une organisation internationale* des travaux météorologiques afin que les observations des différents pays fussent strictement comparables entre elles.

L'atlas des mouvements généraux de l'atmosphère de l'Observatoire de Paris avait cessé de paraître à cause des événements politiques. C'est l'illustre directeur de l'Institut de Copenhague, *Niels Hoffmeyer*, qui a repris ce travail difficile et pénible, mais de la plus haute importance pour la météorologie dynamique. Il a publié en partie avec ses propres ressources et avec l'aide désintéressée de son assistant, M. le capitaine *G. Rung*, depuis septembre 1873 jusqu'à novembre

1876, ses *cartes synoptiques journalières* bien connues. Depuis décembre 1880 l'Institut météorologique danois et la Deutsche Seewarte, qui avait été réorganisée, en 1876, sous la direction du savant M. *G. Neumayer*, ont continué cette publication importante sous le titre *Cartes synoptiques journalières du temps embrassant le nord de l'Atlantique et une partie des continents avoisinants*. Nous n'avons pas besoin d'entrer dans plus de détails sur ces publications bien connues qui ont été le point de départ d'un si grand nombre de recherches en Europe.

En Amérique (1) le professeur *Henry* avait déjà peu après l'année 1850 les premières prévisions du temps en les basant sur des observations synoptiques dont les résultats étaient télégraphiés chaque matin et figurés par des signes mobiles sur une grande carte peinte sur le mur. En 1869, après la guerre civile, M. le professeur *Cleveland Abbe*, alors directeur de l'Observatoire de Cincinnati, a fait construire chaque jour au bureau de la Western Union Telegraph Company une carte synoptique et, en se basant sur ces cartes, il a publié des prévisions du temps pour le Board of Trade de Cincinnati. L'année suivante, 1870, le Weather Service des États-Unis fut fondé sous la direction du Chef du signal service de l'armée. L'organisation excellente, œuvre du général *Myer*, et les ressources pécuniaires très larges dont il disposait ont permis bien vite à cette institution d'occuper une des premières places parmi les instituts météorologiques du monde. La première carte synoptique parut le 1er janvier 1871 et depuis le 1er septembre 1872 le signal service a publié trois cartes par jour (2). Depuis le 1er janvier 1875 jusqu'à la fin de juin 1884 le signal service a publié aussi les observations prises, à sa demande, dans tous les pays civilisés du monde chaque jour à midi, temps de Greenwich. Cette publication est accompagnée de cartes synoptiques journalières,

(1) Voyez *Cleveland Abbe* : Historical notes on the systems of weather Telegraphy, American Journal of Science and Arts. August 1871, et *Moore, J. W.* : Meteorology practical and applied. London, 1894, p. 39-93.

(2) Daily Bulletin of Weather. Reports, Signal Service United States Army, taken at. 7. 35 A. M., 4, 35 P. and 11 P. M., Washington mean time, with the Synopses, Probabilities and Facts.

depuis janvier 1878 jusqu'à juin 1884, comprenant tout l'hémisphère boréal. Depuis 1891 le service météorologique est transféré au Weather Bureau du Ministère de l'Agriculture, et les cartes synoptiques sont publiées pour 8^h A. M. et 8^h P. M. Ces collections magnifiques de cartes synoptiques ont servi les météorologistes américains dans leurs études importantes.

Pour les climats intertropicaux nous avons les cartes journalières (1) publiées de l'Institut météorologique de Calcutta, et par les cartes synoptiques journalières comprenant toute la région des moussons de l'Inde (2) le même institut a commencé récemment un ouvrage qui servira dans l'avenir comme base indiscutable à toutes les recherches sur les phénomènes du temps de ces contrées.

Enfin un météorologiste intrépide, M. *Wragge,* nous a donné une série de cartes journalières pour l'Australie.

Ainsi les collections de cartes synoptiques vont toujours en croissant. Nous avons vu au commencement de ce chapitre combien étaient grandes les difficultés, il y a 30 années, pour obtenir les cartes nécessaires, devant fournir aux météorologistes les faits dont ils avaient besoin pour leurs études. Au moins pour l'Europe et l'Amérique du Nord, la disette a fait place à l'opulence grâce aux collections spéciales mentionnées plus haut. Cependant il y a encore beaucoup à désirer à cet égard, quand il s'agit de pays éloignés et moins civilisés. Du reste les cartes synoptiques des services de prévisions du temps sont construites à présent avec une si grande précision et embrassent une si grande surface de la terre, notamment celles de Hambourg et de Saint-Pétersbourg, qu'on peut en plusieurs cas les employer pour des recherches rigoureuses.

En 1872 *l'organisation internationale des travaux météorologiques* a pris naissance. Cette année la première réunion des météorologistes a eu lieu à Leipzig sur l'invitation de MM. *Buchan, Wild* et *Jelinek* les 14 15 et 16 août. L'association française pour l'avancement des sciences a tenu sa première session à Bordeaux, du jeudi 5 septembre au jeudi

(1) Indian daily Weather Report.
(2) Weather Charts of the Indian Monsoon area.

suivant de la même année. Le programme de la section de météorologie et physique du globe avait été tracé à l'avance, conformément à la série des questions posées par MM. *Buchan*, *Wild* et *Jelinek*, dans l'invitation à la réunion des météorologistes à Leipzig, et d'autres questions plus spéciales à la France y avaient été jointes. Depuis ce temps la collaboration des météorologistes des différents pays est devenue de plus en plus parfaite. Les quatre grands *congrès ou conférences* des météorologistes, à Vienne en 1873, à Rome en 1879, à Munich en 1891 et à Paris en 1896, et l'existence du *comité permanent*, élu chaque fois pour la direction des travaux internationaux jusqu'à la prochaine assemblée générale, comité dont les discussions ont toujours été empreintes de la plus parfaite cordialité, n'ont pas manqué de resserrer davantage les relations d'amitié entre les savants qui se consacrent aux mêmes études.

CHAPITRE VI

Sur la vapeur d'eau dans l'atmosphère

Nous avons vu comment plusieurs des météorologistes les plus éminents ont considéré la vapeur d'eau et ses condensations comme la cause principale de la formation et de la propagation des tourbillons atmosphériques. Il est donc nécessaire, avant d'aller plus loin, d'étudier avec quelques détails le rôle que joue la vapeur d'eau dans l'atmosphère et les résultats auxquels les recherches physiques ont conduit à cet égard. Nous ne traiterons pas l'hygrométrie proprement dite.

Depuis l'antiquité on a trouvé fort difficile à expliquer comment l'eau peut se soulever et rester longtemps flottant dans l'air, sous forme invisible, et sous forme visible, comme brouillard, nuages, etc. Jusqu'au dix-septième siècle on n'avait que des idées bien vagues à cet égard. En 1622, *Kempe* dit dans ses thèses *De meteoris aqueis*,, soutenues à Upsal sous la présidence du Professeur *Prytz* : « Par quelle force les nuages sont soutenus dans l'air, c'est une question pas du tout facile... Ils sont soutenus en partie par la chaleur du soleil et des autres corps célestes, en partie par le mouvement de l'air et des vents, en partie enfin par leur propre nature, étant comme les éponges caverneux, légers et mobiles *(instra spongio sunt cavernosae vanae et mobiles).* »

C'est *Des Cartes* qui a donné le premier une théorie nette sur l'évaporation et la condensation de l'eau..... (1) « Je suppose

(1) *Renati Des Cartes.* Specimina philosophicae, seu dissertatio de Methodo recte regendae rationis, et veritatis in scientiis investigandae : Dioptrice et Meteora. Amstelodami 1664. — et *Des Cartes.* Œuvres complètes publiées par *Victor Cousin.* T. V. Les Météores.

Les trois Traités, la *Dioptrique*, les *Météores*, la *Géométrie*, parurent à Leyde, 1638, sans nom d'auteur.

premièrement » dit-il « que l'eau, la terre, l'air et tous les autres tels corps qui nous environnent, sont composés de plusieurs petites parties de diverses figures et grosseurs, qui ne sont jamais si bien arrangées ni si justement jointes ensemble, qu'il ne reste plusieurs intervalles autour d'elles ; et que ces intervalles ne sont pas vides, mais remplies de cette matière fort subtile, par l'entremise de laquelle j'ai dit ci-dessus que se communiquait l'action de la lumière. Puis, en particulier, je suppose que les petites parties dont l'eau est composée sont longues, unies et glissantes, ainsi que des petites anguilles, qui, quoiqu'elles se joignent et s'entrelacent, ne se nouent ni ne s'accrochent jamais pour cela en telle façon qu'elles ne puissent aisément être séparées ; et au contraire que presque toutes celles, tant de la terre que même de l'air, et de la plupart des autres corps, ont des figures fort irrégulières et inégales, en sorte qu'elles ne peuvent être si peu entrelacées qu'elles ne s'accrochent et se lient les unes aux autres, ainsi que font les diverses branches des arbrisseaux qui croissent ensemble dans une haie..... De plus il faut penser que la matière subtile qui remplit les intervalles qui sont entre les parties de ces corps est de telle nature qu'elle ne cesse jamais de se mouvoir çà et là grandement vite..... communément un peu plus vite vers la superficie de la terre, qu'elle ne fait au haut de l'air où sont les nues, et plus vite vers les lieux proches de l'équateur que vers le pôle, et au même lieu plus vite l'été que l'hiver, et le jour que la nuit. Donc la raison est évidente, en supposant que la lumière n'est autre chose qu'un certain mouvement, ou une action dont les corps lumineux poussent cette matière subtile de tous côtés autour d'eux en ligne droite, ainsi qu'il a été dit en la Dioptrique. » Quant aux figures « des petites parties » de l'eau il suppose que « leur figure la plus naturelle n'est pas en toutes d'être droites comme des joncs, mais en plusieurs d'être courbées en diverses sortes ». Ainsi dans l'eau ordinaire elles sont entrelacées et restent en place, mais si « la matière subtile qui est dans les pores, étant plus fort agitée une fois que l'autre, soit par la présence du soleil, soit par telle autre cause que ce puisse être, agite aussi plus fort les petites parties de ces corps, vous entendrez facilement

qu'elle doit faire que celles qui sont assez petites, et avec cela de telles figures ou en telle situation qu'elles se peuvent aisément séparer de leurs voisines, s'écartent çà et là les unes des autres et s'élèvent en l'air..... comme la poussière d'une campagne se soulève quand elle est seulement poussée et agitée par les pieds de quelque passant..... et ce seront celles-ci seules que je nommerai particulièrement des vapeurs..... Remarquez aussi que les vapeurs occupent toujours beaucoup plus d'espace que l'eau, bien qu'elles ne soient faites que des mêmes petites parties. Dont la raison est que, lorsque ces parties composent le corps de l'eau, elles ne se meuvent qu'assez fort pour se plier et s'entrelacer en se glissant les unes contre les autres, au lieu que, lorsqu'elles ont la forme d'une vapeur, leur agitation est si grande qu'elles *tournent en rond fort promptement de tous côtés*, et s'étendent par même moyen de toute leur longueur, en telle sorte que chacune a la force de chasser d'autour de soi toutes celles de ses semblables qui tendent à entrer dans *la petite sphère qu'elle décrit.* »

« Lorsque leurs parties, n'étant plus assez fort agitées pour se tenir étendues en ligne droite, commencent à se plier et se rapprocher les unes des autres » il pensait que ces vapeurs devenaient plus froides et moins transparentes, et qu'ensuite les nuages et la pluie sont formés quand « toutes celles qui se rencontrent se joignent et s'accumulent en une boule. »

Sur la planche hors texte N° XXII, on voit l'eau en A, la vapeur en B, des vapeurs de plus en plus condensées en E, F, G, D et C, et en haut des nuages.

Comme on le voit, la théorie de *Descartes* est une sorte de thermodynamique très singulière.

Quelques années plus tard le célèbre *Halley* a fait à Londres plusieurs recherches sur l'évaporation et la circulation de l'eau dans l'atmosphère. Il résume ses idées de la manière suivante (1) : « J'ai essayé d'expliquer de quelle manière la vapeur d'eau est soulevée dans l'air par la chaleur en démontrant qu'un atome d'eau, étendu en bulle ou sphère creuse d'un diamètre dix fois plus grand qu'auparavant, aurait un poids

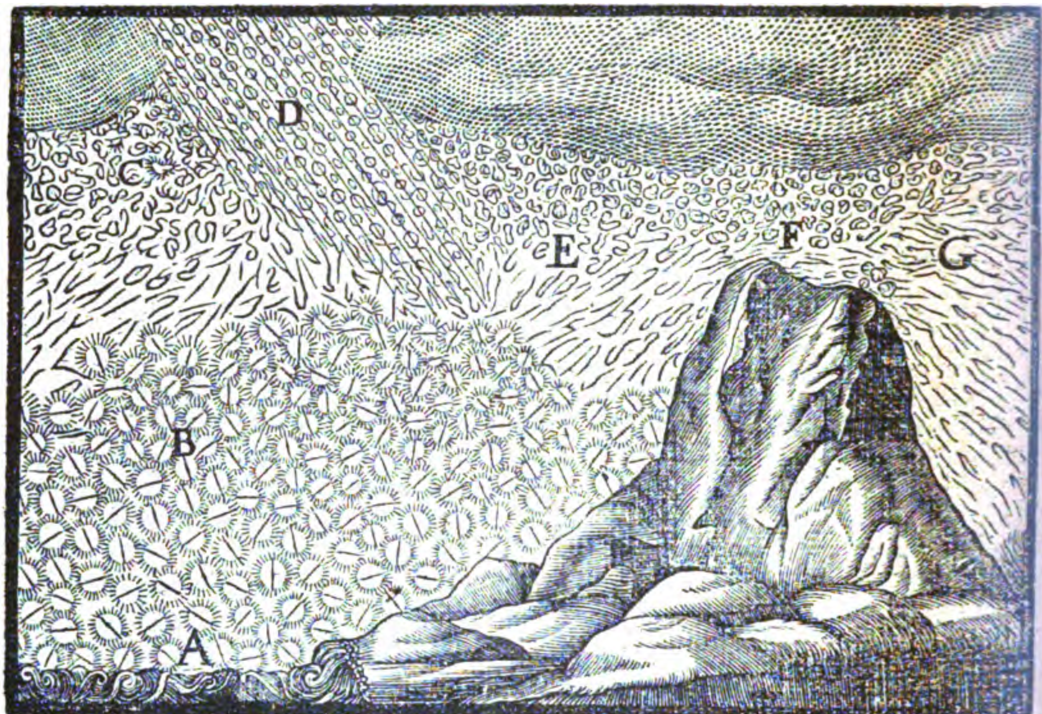
(1) *E. Halley* : An account of the circulation of the watry vapours of the sea, and of the cause of springs. Philosophical Transactions. T. XVII, 1693.

plus grand que celui de l'air et qu'il doit par conséquent monter dans l'air et continuer à monter tant que l'esprit chaud *(flatus or warm spirit)* qui l'a séparé de la masse d'eau continuera à l'étendre au même degré..... Cependant, je ne suppose pas que cela soit la seule cause par laquelle la vapeur d'eau est soulevée dans l'air..... Mais il est un fait bien certain que la chaleur sépare les particules de l'eau qui sont lancées en haut avec une vitesse d'autant plus grande que la chaleur est plus intense..... Supposons que toute la surface de la terre soit couverte d'eau profonde et que le soleil suive sa marche diurne autour d'elle. Je pense qu'alors l'air s'imbiberait de lui-même d'une certaine quantité de vapeur d'eau de la même manière *qu'un sel est dissous dans l'eau*. Pendant toute la journée l'air est chauffé par le soleil, et alors l'air peut tenir en solution une quantité plus grande de vapeur exactement comme l'eau chaude dissout une plus grande quantité de sel que l'eau froide. Pendant la nuit une partie de l'eau est de nouveau précipitée comme rosée de la même manière qu'une quantité de sel est précipitée quand la solution est refroidie. »

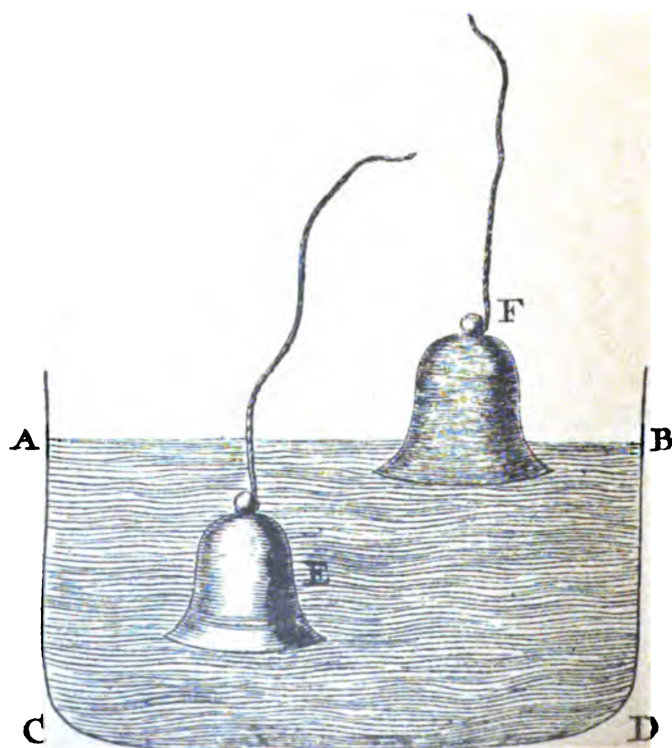
Mais il est évident qu'*Halley* considère toujours l'eau répandue ou « dissoute » dans l'air comme existant sous la forme de petites sphères creuses, car en parlant plus bas de la précipitation de la pluie par le froid il dit : « Du reste il est possible et même probable qu'il y a mêlées avec les vapeurs aqueuses, considérées par moi comme des bulles, des parties salines et anguleuses d'une vapeur terrestre (terrestrial vapour), qui déchirent les peaux de ces bulles et contribuent de cette manière à leur condensation en pluie ».

Le Dr *J. T. Desaguliers*, à Londres, est peut-être le premier qui a démontré par une expérience décisive que l'eau se transforme par la chaleur en un « liquide élastique » (1). Il critique l'opinion du Dr *Niewentyt* que les particules de feu provenant des rayons solaires adhèrent aux particules de l'eau et forment avec eux des « moleculas » plus légères que l'air. « Les liquides, dit-il, sont élastiques ou non élastiques. La densité des liquides élastiques est proportionnelle à leur

(1) An attempt to solve the Phœnomenon of the rise of vapours, formation of clouds and descent of rain. Phil. Transact., 1729.



J.T. Desaguliers. *Philo: Trans: N.o 407.*



compression. Les liquides non-élastiques sont incompressibles. » « En augmentant la force répulsive agissant entre les particules d'un liquide non-élastique et incompressible il devient élastique ; de même un corps solide (ou du moins une grande partie d'entre eux) peut être transformé en liquide élastique. Vice versà en diminuant la répulsion, un liquide élastique est réduit à un liquide non-élastique ou à un corps solide. Ainsi l'eau, en bouillant, et à des températures plus basses, est transformée par la chaleur en une *vapeur élastique* assez légère pour monter dans l'air ». — « Il est évident que cette vapeur ne consiste pas dans l'air délivré de eau, car elle est immédiatement de nouveau condensée en eau par le refroidissement causé par un jet d'eau froide ». Il admet que la densité de la vapeur d'eau est inversement proportionnelle à la température, et qu'à la même température, la vapeur est beaucoup plus raréfiée (rarified) que l'air.

L'expérience fondamentale était la suivante. Une cloche de verre est suspendue par un fil sous l'eau dans une marmite qui est chauffée jusqu'à l'ébullition. Alors on voit un gaz remplir peu à peu la cloche et en chasser l'eau, ce gaz, est la vapeur d'eau. On prouve facilement que cette vapeur n'est pas de l'air. En effet, il suffit de tirer au moyen du fil la plus grande partie de la cloche au-dessus de la surface de l'eau. Au commencement la cloche est encore remplie de vapeur et la surface de l'eau est au même niveau en dedans et en dehors de la cloche, ce qui prouve que l'élasticité de la vapeur fait équilibre à l'air ambiant. Mais aussitôt que la cloche est refroidie l'élasticité de la vapeur diminue, l'eau rentre par en bas, et à une basse température la vapeur a tout à fait disparu et la cloche est remplie d'eau. La vapeur a été condensée par le froid (Voir planche N° XXII, hors texte).

Ces idées et cette expérience sont vraiment très remarquables pour ce temps.

Dans l'exposé suivant nous passons avec intention sous silence les différentes théories électriques de l'évaporation, émises par *Beccaria*, *Achard*, *Saint-Lazare*, *de Varennes*, *Lampadius* et plusieurs autres savants du 18me siècle, toutes aussi compliquées qu'infructueuses, pour nous occuper seu-

lement des recherches qui ont contribué au développement réel de notre science.

Les recherches du Dr *Le Roy* publiées dans son *Mémoire sur l'élévation et la suspension de l'eau dans l'air* (1) ont été considérées pendant longtemps comme définitives, surtout en France. Plusieurs savants comme *Musschenbroek*, *Boullet* et *Barberet* avaient pensé que l'élévation et la suspension de l'eau dans l'air s'opéraient par une *dissolution*. *Le Roy* cherchait à démontrer par des expériences que *l'eau souffre dans l'air une véritable dissolution*. « Je prends, dit-il, un jour d'été, un globe de verre blanc, je bouche exactement son ouverture ; examinant ce globe avec toute l'attention possible, on n'y peut pas découvrir une seule goutte d'eau. Ce globe étant ainsi préparé, je le place sur un grand gobelet plein d'eau refroidie presque au terme de la glace, de manière qu'une partie du globe soit contiguë à l'eau ; après avoir laissé les choses dans cet état pendant trois ou quatre minutes, je retire le globe ; et ayant essuyé la partie qui était contiguë à l'eau, on la trouve couverte intérieurement de petites gouttes d'eau : cette eau se redissout bientôt à mesure que le globe se réchauffe. Laissant échauffer ensuite l'eau contenue dans le gobelet, et y exposant le globe à différentes reprises, on observe que moins l'eau du gobelet est froide, moins est grande la quantité d'eau qui se précipite ; et qu'enfin au-dessus d'un certain degré, il ne se précipite plus rien. » L'expérience fut répétée et variée de plusieurs manières avec le même succès. « Il suit de là, dit-il, qu'il y a une parfaite analogie entre la dissolution des sels dans l'eau, et celle de l'eau dans l'air ; de sorte que le physicien qui pourra développer le mécanisme de la dissolution des sels dans l'eau, expliquera en même temps le mécanisme de l'élévation et de la suspension de l'eau dans l'air, et donnera, pour ainsi dire, la clef au moyen de laquelle on expliquera exactement la formation de plusieurs météores. Cela posé, on conçoit aisément qu'il y a en tout temps un certain degré de froid auquel l'air est prêt à lâcher une partie de l'eau qu'il tient en dissolution ; j'appelle ce degré, *degré de saturation de*

(1) Histoire de l'Académie royale des Sciences, Paris 1751, p. 481.

l'air. L'eau déjà chargée de sel, en dissout de nouveau d'autant plus rapidement qu'elle est plus éloignée du point de saturation. Il en est de même de l'air, plus il est éloigné du point de saturation, plus vite il dissout l'eau. Cette remarque donne des idées précises sur l'état de l'air lorsqu'il est *sec* ou *humide*. Ces mots ne peuvent signifier, comme on le croit ordinairement, la quantité d'eau absolue que l'air contient ; ils doivent seulement désigner la quantité d'eau qu'il contient relativement à sa chaleur. L'air peut être très desséchant un jour d'été, et contenir beaucoup plus d'eau que l'air très humide d'un jour d'hiver. La pesanteur de l'air dépend, au moins en partie, de la quantité d'eau qu'il tient en dissolution ; la variation de cette quantité d'eau doit donc être mise au nombre des causes qui peuvent faire varier sa pesanteur, déranger l'état d'équilibre et de repos de l'atmosphère, et produire du vent ».

Les idées de *Le Roy* plus ou moins modifiées dominèrent longtemps. *De Saussure*, dans ses célèbres *Essais sur l'Hygrométrie*, Neuchâtel 1783, prouve que l'eau est changée en « un fluide semblable à l'air, et que le feu est l'agent immédiat et même un des ingrédients de cette métamorphose, et regarde la vapeur élastique de l'eau « comme une mixture particulière, produite par la combinaison d'une certaine quantité de feu élémentaire et de particules d'eau. La formation de ces fluides (aériformes), de même que celle des vapeurs, consomme toujours une quantité considérable de feu *principe* et ce même feu reparaît et se manifeste par des effets très marqués lorsque ces fluides perdent leur élasticité. Mais la vapeur élastique diffère essentiellement de tous les autres fluides aériformes connus, en ce que le seul refroidissement suffit pour en séparer le feu, et pour faire reparaître sous une forme dense et non élastique, le corps, l'eau, par exemple, qui s'était métamorphosée en vapeur ».

« Mais cette vapeur élastique produite par une chaleur douce, et qui s'insinue dans l'air, comment se mêle-t-elle avec lui, est-ce d'une manière grossière et purement mécanique, ou par une vraie dissolution chimique ? La parfaite transparence d'un air saturé de vapeurs, tel qu'on le voit après une pluie, la

disparition des vapeurs par la chaleur, leur apparition subite par le froid, leur union intime avec l'air malgré la différence de leur densité, sont des indices certains d'une combinaison intime des éléments de la vapeur avec les éléments de l'air, ou d'une vraie dissolution chimique. Et M. *Le Roy*, de Montpellier, est, je crois, le premier qui ait prouvé cette vérité intéressante. Mais je ne pense pas, comme M. *Le Roy*, que l'air dissolve l'eau immédiatement; je crois qu'il ne la dissout que lorsque l'action du feu l'a convertie en vapeur élastique. La chaleur favorise donc à bien des égards la formation des vapeurs ; car premièrement, c'est le principe de la chaleur ou le feu élémentaire, qui par sa combinaison avec l'eau produit la vapeur élastique ; ensuite ce même feu en augmentant la chaleur de l'air augmente sa force dissolvante, comme il augmente celle de presque toutes les menstrues ; et enfin la chaleur produit dans l'air une agitation qui favorise le mélange nécessaire à la solution des vapeurs ».

Les idées de *Le Roy* furent développées par *Hugh Hamilton* dans les Philosophical Transactions de 1765 et avec plus de détails dans son livre *Philosophical Essays* (2[me] éd. Londres 1767). Mais celui qui a avant tous contribué à la propagation de ces idées, c'est *Hube* qui dans son livre *Ueber die ausdünstung und ihre wirkungen in der atmosphäre, Leipzic 1790* (sur l'évaporation et ses effets dans l'atmosphère) a donné un traité complet sur les hydrométéores considérés au point de vue des théories de *Le Roy* et de *Saussure*. Ce livre, admirablement bien écrit, a été considéré en Allemagne pendant longtemps comme classique.

Le Roy et *Saussure* avaient ainsi conclu de ces expériences et de leur analogie avec celles de la dissolution des sels dans l'eau, que la température était la seule cause des dissolutions et des précipitations de l'eau dans l'atmosphère. *Monge* (1) en ajouta une seconde, celle de la condensation et de la raréfaction de l'air. Ainsi selon lui l'air dissout à température égale d'autant plus d'eau, qu'il est plus dense et conséquemment plus comprimé : ainsi l'air saturé d'eau,

(1) Annales de chimie. T. V, 1800.

sous une pression donnée devient susceptible d'en dissoudre encore, si sa pression augmente, et en laisse précipiter si sa pression diminue. Cela est prouvé, pensait-il, par l'eau abandonnée lorsque l'on fait le vide dans le récipient de la machine pneumatique (1).

Monge résume ses idées de la manière suivante : « 1° L'air atmosphérique est un véritable dissolvant de l'eau ; il est susceptible d'en être saturé ; mais le point de saturation est variable suivant les différentes températures ; en sorte que l'air absorbe plus d'eau pour arriver à la saturation par les températures élevées que par les températures basses.

» 2° Le point de saturation est aussi variable suivant les différentes pressions qu'il éprouve ; en sorte que l'air absorbe plus d'eau pour arriver à la saturation sous une pression plus grande que sous une pression moindre.

» 3° Lorsque l'air dissout de l'eau et la fait passer à l'état élastique, il lui cède une partie de son calorique, et il éprouve un abaissement sensible de température ; réciproquement, lorsque l'air devient supersaturé d'eau par une autre cause que le refroidissement, l'eau qu'il est forcé d'abandonner lui restitue le calorique qui était employé auparavant à la tenir dans l'état élastique, et l'air éprouve une élévation de température.

» 4° La pesanteur spécifique de l'air atmosphérique diminue à mesure qu'il tient plus d'eau en dissolution, c'est-à-dire que l'air, en dissolvant de l'eau, éprouve une augmentation de volume proportionnellement plus grande que n'est l'augmentation de sa masse. »

Les idées que nous venons d'exposer régnèrent en France au commencement du siècle actuel, et y furent exposées dans l'enseignement public (2). Cependant une opinion tout-à-fait différente s'était développée en Suède et en Angleterre.

En 1738, *P. Frigelius* a soutenu à Upsal des thèses : *De ascensu vaporum*, sous la présidence du célèbre physicien *S. Klingenstierna*, qui a inventé l'achromatisme des lentilles,

(1) La vraie cause de ce phénomène avait été trouvée déjà en 1788, par *Erasmus Darwin*. Philos. Transactions for the year 1788, p. 43.

(2) Voyez : *J.-B. Pujoulx* : Leçons de Physique de l'École Polytechnique, Paris, 1805.

indépendamment de *Dollond*. Après avoir réfuté les théories anciennes de *Descartes* et d'autres, il démontre que les vapeurs flottant dans l'air sous formes de nuages ou de brouillards ne peuvent pas consister en sphères creuses remplies d'un air raréfié, car elles seraient immédiatement comprimées par la pression de l'air ambiant. Évidemment une sphère d'eau aura toujours le même poids spécifique, si petit qu'en soit le diamètre, et ne peut pas monter dans l'air. Mais une gouttelette très minime flotte très longtemps dans l'air à cause de la grande résistance de l'air. En effet, la masse d'une sphère décroît comme le cube et la surface comme le carré du diamètre. Cependant la vapeur d'eau s'élève dans le vide aussi bien que dans l'air. Il l'avait trouvé par des expériences sous la cloche de la machine pneumatique, et il cite l'expérience fondamentale de *Desaguliers*. Il résume les résultats trouvés dans ces mots :

« De ce que nous avons dit, il est évident que l'eau et plusieurs liquides sont transformés par l'action de la chaleur en *fluides élastiques*, dont les particules cherchent à se séparer avec une force très grande, ce qui est la cause même de l'élasticité des fluides élastiques, nous voyons aussi que l'air n'a rien à faire avec cette transformation des liquides en vapeurs, parce qu'elle a lieu dans le vide aussi bien qu'en l'air. »

Voilà des idées très exactes et qu'on est étonné de voir émettre dès cette époque.

C'est *Wallérius* qui a poursuivi ces recherches d'une manière excellente.

Nils Wallérius, professeur à l'Université d'Upsal, a étudié avant *Le Roy* les lois de l'évaporation et celles de la formation des vapeurs, dans l'air et sous la cloche de la machine pneumatique. Il a poursuivi ses recherches pendant plusieurs années et les résultats trouvés sont publiés dans les Mémoires de la Société des Sciences d'Upsal et dans ceux de l'Académie des Sciences de Stockholm (1).

Pour étudier l'évaporation dans l'air libre il prenait de

(1) Acta Litteraria. Upsala, 1738, et Mémoires de l'Acad. Roy. des Sc., 1739, 1746 et 1747.

vastes plats dans lesquels il mettait de l'eau ou d'autres liquides, les pesait à un moment donné, puis les abandonnait dans l'atmosphère, et après un temps déterminé il les pesait une seconde fois. La perte de poids donnait la quantité de liquide évaporé. Premièrement il trouva que la quantité d'eau évaporée est proportionnelle à *l'étendue de la surface d'évaporation*. Cela semble être évident. Pourtant dans ce temps-là on admettait, selon *P. van Musschenbroek*, que le cube de la quantité évaporée était proportionnel à la hauteur du vase. Au commencement *Wallérius* n'arrivait à dégager aucune loi, mais enfin il trouvait la cause des irrégularités dans l'inégalité d'échauffement des quantités différentes d'eau quand les rayons solaires tombaient sur les parois des vases. Alors il pensa à enfoncer les vases jusqu'à la surface d'évaporation dans une couche épaisse d'argile étendue sur une table, et après avoir pris cette précaution il put sans difficulté constater la loi simple énoncée plus haut. Il trouva encore que la quantité évaporée augmente avec *la température* mais pas proportionnellement aux degrés du thermomètre, et que la rapidité de l'évaporation augmente avec *la force du vent* qui renouvelle l'air en contact avec la surface du liquide. Enfin il constata que *l'évaporation des différents liquides est très différente*.

Pour étudier l'influence de la pression de l'air sur l'évaporation il mit un vase plein d'eau sous la cloche de la machine pneumatique et constata alors que l'évaporation est accélérée quand on fait le vide. Par conséquent la vapeur d'eau se forme plus vite dans le vide que dans l'air. Enfin il a étudié l'évaporation de la glace à des températures au-dessous de la température de fusion.

De ces recherches longues et pénibles, exécutées avec une sagacité et une précision remarquables pour l'époque, il a tiré les conséquences suivantes concernant la formation et la nature des vapeurs :

« Quand des liquides ou d'autres corps sont doués d'un mouvement interne, causé par la chaleur, les fermentations ou une cause quelconque, leurs particules les plus petites, jusqu'ici adhérentes les unes aux autres par des forces attractives,

sont écartées et mises en dehors de leurs sphères d'attraction et dispersées par la répulsion et obtiennent de cette manière les propriétés et le nom de vapeurs. » — « On sait que l'attraction entre les particules d'un liquide n'agit qu'à une distance minime et qu'en dehors la répulsion commence à dominer en éloignant les particules les unes des autres et du corps d'où elles proviennent et que la répulsion agit à des distances beaucoup plus considérables que l'attraction. » — « Cela est prouvé aussi par l'élasticité des vapeurs, qui n'a pas d'autre cause que la répulsion mutuelle des particules. »

Or, les idées de *Wallérius* en 1747 ressemblent beaucoup à la théorie moléculaire et mécanique des gaz et des vapeurs du temps actuel.

Dans l'air les vapeurs s'élèvent d'après l'opinion de *Wallérius,* selon les lois hydrostatiques, les vapeurs étant plus légères que l'air. Dans le vide il croyait qu'elles retombent et se condensent peu à peu. En effet il avait observé qu'une rosée se formait peu à peu dans le vide sur les parois du vase rempli d'eau. Pour nous la cause en est évidente, l'eau par évaporation étant plus froide que l'air de la cloche.

De Luc allait plus loin : « Le système, » dit-il, dans ses *Idées sur la météorologie, Londres 1786*, « auquel les physiciens paraissent s'être fixés depuis quelque temps à l'égard de l'évaporation, est que ce phénomène est une vraie *dissolution,* médiate ou immédiate de l'*Eau* par l'*Air*. Je n'ai jamais adopté ce système, parce qu'il m'a paru contraire aux faits, malgré les analogies spécieuses sur lesquelles on l'a établi » (1). « L'évaporation, dans mon système, est l'effet d'une union particulière du *Feu* à l'*Eau ;* et son produit est un *fluide expansible* particulier, appartenant à une classe distincte de ces fluides, que je nommerai les *vapeurs*. »

« Cette union distincte du feu à l'eau, dans laquelle consiste l'évaporation, se fait toujours à quelque surface intérieure ou extérieure de l'eau.... Les vapeurs aqueuses, qui résultent de cette union des particules de feu à des particules d'eau,

(1) Dans sa *Statique chimique*, F. I, p. 470, *Berthollet* a compté par erreur *De Luc* parmi les partisans de la théorie de la dissolution, ce qui a été répété plus ard par plusieurs écrivains.

exercent toutes les propriétés mécaniques des fluides aériformes, et les exercent dans une pleine indépendance de ces fluides. Comme eux, elles sont *expansibles* et résistent à la compression ; et elles exercent ces facultés, soit mêlées avec eux, soit seules, dans certaines limites que j'assignerai. La densité que peuvent acquérir ces vapeurs, c'est-à-dire le degré de proximité auquel peuvent arriver leurs particules sans se détruire, a un *maximum* déterminé dans une même *température*, mais qui change beaucoup avec elles, étant plus grand quand la température est plus chaude; au-delà de ce *maximum* de densité, ou *minimum* de distance des particules, elles se décomposent en partie jusqu'à ce qu'elles soient rentrées dans ces limites. Ce maximum des vapeurs aqueuses est sensiblement le même dans tout espace plein ou vide d'air : C'est ce que dit l'expérience. Par où l'on voit, que le minimum de distance de leurs particules, qui détermine le maximum de leur densité, ne concerne qu'elles-mêmes, indépendamment des fluides aériformes qui leur sont mêlés. A mesure que la chaleur augmente, ce minimum de distance moyenne des particules des vapeurs aqueuses devenant une quantité plus petite, elles peuvent devenir plus *denses*, par conséquent elles n'exigent plus un si grand mélange d'air pour subsister sous la pression de l'atmosphère; tellement qu'enfin, lorsque la chaleur est arrivée au degré de celle de l'eau bouillante dans le lieu, quel que soit le degré de pression actuelle de l'atmosphère, les vapeurs la supportent sans aucun mélange d'air. Un liquide ne *bout* sous la pression quelconque qui s'exerce sur lui, que lorsque les vapeurs produites dans le vase au contact du feu sont arrivées à un degré de densité tel, qu'elles puissent soulever le liquide chargé de cette pression. Il ne peut se former de vapeurs dans l'intérieur de l'eau, que lorsqu'elles ont assez de *force expansive* pour s'y étendre : elles n'acquièrent cette force que lorsque la chaleur de l'eau est arrivée à un certain degré ; dès qu'elles l'ont acquise, elles s'étendent « et s'échappent. Alors l'eau *bout* ».

Avant (1) et après (2) la publication de ses « *Idées sur la*

(1) Recherches sur les modifications de l'atmosphère.

(2) Voyez : Philos. Transactions, 1792, p. 400-424.

météorologie, » *De Luc* a fait des recherches sur la naissance et les propriétés de la vapeur d'eau, mais en premier lieu il confesse qu'il s'est appuyé sur les recherches de *James Watt*. « Personne », dit-il, « n'a étudié les vapeurs de l'eau bouillante » avec autant de constance, de sagacité et de génie, que M. *Watt;* » et je dois à son amitié la connaissance de nombre de faits » relatifs à ces vapeurs, qui seront un vrai présent à la physique » lorsqu'ils paraîtront dans mon ouvrage, par la permission » que m'en a donnée M. *Watt.* »

Plus tard *De Luc* s'est égaré dans le domaine des théories électriques de son temps. Nous ne l'y suivrons pas.

C'est à *Dalton* que l'on doit la découverte des propriétés des vapeurs. Par ses expériences classiques, il a trouvé les lois de l'évaporation et des mélanges des gaz entre eux et des vapeurs avec les gaz, et il a mesuré la tension de la vapeur d'eau dans le vide du baromètre et dans les gaz. Nous n'avons pas besoin de décrire ici en détail des expériences connues par tout le monde et dont on trouve la relation dans un Traité de physique quelconque. On sait qu'il a reconnu par des expériences à peu près identiques à celles de *Wallerius*, dont nous avons parlé plus haut, que l'évaporation ou la quantité d'eau évaporée pendant un même temps est proportionnelle : 1° A l'étendue de la surface libre, et 2° à $F-f$, c'est-à-dire à la différence entre la tension maximum et la tension de la vapeur contenue dans l'air à la température de l'observation. Il a reconnu aussi que le vent, qui renouvelle constamment la portion d'air qui touche au liquide, accélère par conséquent l'évaporation.

Du reste, l'évaporation dépend de la pression du gaz. A mesure que la pression diminue, les phénomènes se rapprochent de ceux qui se produisent dans le vide, c'est-à-dire que l'évaporation devient de plus en plus rapide. Dans le vide, l'évaporation se fait instantanément.

En étudiant les lois des mélanges des gaz, il a répété une expérience, déjà faite par *Berthollet*, au moyen d'un appareil composé de deux ballons de verre munis chacun d'un robinet et vissés l'un sur l'autre. Le ballon supérieur était rempli d'hydrogène et l'autre de gaz acide carbonique, dont la densité

est vingt-deux fois plus grande. Les robinets ayant été ouverts au bout de peu de temps, on constata que les deux ballons contenaient des proportions égales d'hydrogène et d'acide carbonique. Soumis à la même expérience, tous les gaz qui n'ont pas entre eux d'affinité chimique donnent le même résultat.

Or, le mélange de gaz différents est homogène et persistant, en sorte que toutes les parties du volume total contiennent la même proportion de chacun des gaz mélangés, quelle que soit leur densité, et, *dans un mélange de plusieurs gaz, la pression exercée par chacun d'eux est la même que s'il était seul.*

Il a déterminé le premier les tensions maxima des vapeurs à des températures différentes au moyen de deux tubes barométriques plongeant dans une marmite de fonte, pleine de mercure et placée sur un fourneau. Ces deux baromètres sont maintenus dans un manchon de verre rempli d'eau, et, au centre de ce manchon, plonge un thermomètre qui donne la température du liquide. L'un des baromètres est complètement purgé d'air et d'humidité, et, dans l'autre, on a fait passer une petite quantité d'eau. Les différences de niveau observées font connaître les tensions.

Enfin, pour observer les phénomènes que présentent les mélanges de vapeurs et de gaz, il fit tomber par un robinet, dans un ballon en communication avec un manomètre, le liquide qui devait être réduit en vapeur puis il plaçait l'appareil dans un bain à la température où il voulait faire l'expérience; *Dalton* a reconnu par ce procédé : 1° que les vapeurs qui se développaient dans les gaz ne saturent pas instantanément l'espace occupé par le gaz, qu'il s'écoule toujours un certain temps depuis l'instant où le liquide est introduit jusqu'à celui où le manomètre devenant stationnaire indique qu'il ne se fait plus de vapeurs; 2° que la force élastique d'un mélange de gaz et de vapeurs est égale à la force élastique du gaz plus celle de la vapeur qui se développerait dans le vide à la même température; 3° que la quantité de vapeurs qui se forme dans un gaz est égale à celle qui se formerait dans un même espace vide à la même température.

Il résulte de là : 1° que les vapeurs se développent dans les gaz comme dans le vide, seulement les gaz opposent à

l'évaporation un obstacle mécanique qui la retarde ; 2° que le mélange de gaz et de vapeurs s'effectue comme celui des gaz permanents. Les vapeurs qui pénètrent les gaz ne supportent point la pression à laquelle est soumis le gaz dans lequel elles sont disséminées. En effet, *Dalton* admit que « *la répulsion entre des molécules de gaz et de vapeurs différentes est nulle* ». Par conséquent la vapeur se loge dans un gaz comme dans un espace vide de même volume et à la même température, et quand il y a excès de liquide elle n'éprouve alors de variations de force élastique que par la chaleur (1).

Dalton a conclu de là « *que chacun des gaz dont l'atmosphère terrestre est composée forme une atmosphère propre et indépendante* », qui se comporte en tout égard comme si elle existait seule.

Les idées de *Dalton* étaient vivement combattues. En France, plusieurs des savants les plus distingués du temps, *Berthollet*, *Monge*, *Haüy* et d'autres les ont critiquées sévèrement. En Allemagne, *Tralles*, à Berlin, indiqua que la formule pour mesurer la hauteur des montagnes à l'aide du baromètre ne pourrait donner des valeurs exactes si la composition de l'air était variable avec la hauteur, et que du reste l'analyse des échantillons de l'air pris à des hauteurs différentes donne toujours le même résultat. D'un autre côté, *Laplace* a pensé qu'il était possible que l'affinité n'eût aucune part dans l'évaporation de l'eau dans l'air, et qu'elle fût occasionnée par la chaleur seule, comme on le déduit des expériences de *Dalton*.

Nous n'avons pas besoin de suivre ici les vicissitudes de cette lutte continuée pendant longtemps, une des plus acharnée qui ait eu lieu dans le monde scientifique (2).

(1) On sait que *M. Sacerdote* a prouvé cette année que le volume d'un mélange de deux gaz est en général un peu plus grand que la somme des volumes avant le mélange (*Journal de Physique*, 1899).

(2) Voyez : John Dalton : Meterological observations and essays. 1e Ed. Manchester 1793, 2e Ed. (sans altérations), Manchester 1834 ; A new system of chemical philosophy, 1808. Chap 2 ; Mem. of the literary and phil. Soc. of Manchester, V. 5., new ser. V. 1 ; Nicholsons journal of nat. phil., T. 5, 8, 9, 10 ; Phil. Transactions Roy. Soc. London, 1826, 1837 ; Gilberts Annalen, T. 12, 13, 15, 17, 21, 27 ; E. G Fischer : Darstellung und Kritik der Verdunstungslehre nach den neuesten besonders den Daltonschen Versuchen, Berlin 1810. Berthollet : Statique chimique, T. I. ; Haüy : Traité élém. de physique. Paris, 1806. T. I, p. 191, p. 269 ; Pujoulx : Leçons de physique de l'École polyt. Paris, 1805. Appendice p. 244, etc.

Nous ne nous occuperons pas non plus des recherches bien connues de *Gay Lussac*, de *Henry*, de *Magnus* et de *Regnault*, par lesquelles les résultats de *Dalton* ont été confirmés et enfin définitivement admis.

Dans la météorologie on a pendant longtemps adopté l'idée de *Dalton que chacun des gaz dont l'atmosphère terrestre est composée forme une atmosphère indépendante.*

Un d'eux, la vapeur d'eau, étant variable, on a retranché pour chaque station *la tension de la vapeur de la pression barométrique pour obtenir ainsi la pression de l'atmosphère sèche* (1).

Quant aux gaz permanents de l'atmosphère, la loi de *Dalton* a été prouvée aussi par les recherches théoriques de MM. *Maxwell* (2), *Stefan* (3) et d'autres. Selon *Regnault*, un mètre cube à la surface terrestre est composé de 21.00 volumes d'oxygène, de 78,96 d'azote et de 0,04 d'acide carbonique. Les pressions partielles de ces gaz seront par conséquent proportionnelles à ces volumes (Pas aux *poids* des différents gaz dans le même volume, comme on le trouve admis par erreur dans plusieurs cours de météorologie).

Ainsi, en admettant une pression de l'air de 760^{mm}, on a :

$$760\, p = 100\, v$$

Par conséquent, on trouve pour l'oxygène la pression

$$p_o = 760 \times \frac{21}{100} = 159{,}6^{mm},$$

pour l'azote $p_n = 600{,}1^{mm}$ et pour l'acide carbonique $p_c = 0{,}3^{mm}$.

La diminution de la pression avec la hauteur pour chaque gaz est donnée par l'équation

$$-dp = \delta\, dh,$$

(1) « It now appeas there are at least four distinct elastic fluids found in every portion of atmospheric air subject to examination. And these, for aught that appears, are totally independent one of another, so much that if any one of them was wholly withdrawn from the surface of the earth the rest would not at all be affected by the circumstance, either in their density or situation ; or if any atmosphere of another kind were added to them, they would still retain their respective stations and densities. » Mem. of the liter. and philos. Society. Manchester, vol. V, P. II, p. 545.

(2) Report of British association 1873, notices, etc., p. 29.

(3) Sitzungsb. der Wiener Akad. 63. Bd. II. Abth. 1871.

ou $\delta = p \frac{D}{P}$, δ, p, D et P étant les valeurs correspondantes de densité et de pression. Comme il s'agit seulement des pressions relatives des gaz différents, nous n'avons pas à nous occuper ici des variations des densités par la diminution de la pesanteur et de la température avec la hauteur, ces variations étant les mêmes pour tous les gaz. Alors on a

$$\log \text{nat}\, p' = \log \text{nat}\, p - h \frac{D}{P}$$

$$\text{ou} \quad \log p' = \log p - \log e \frac{h.D}{p}.$$

mais $\frac{P}{D.\log e}$ est la constante connue de la formule servant au calcul de la différence de niveau entre deux stations

D'après les hauteurs barométriques observées à ces stations, en employant les valeurs de D pour les gaz différents trouvés par *Regnault*, on a par conséquent

pour l'oxygène . . . . . . $\log p_o = \log 159{,}6 - \frac{h}{16645}$

pour l'azote. . . . . $\log p_n = \log 600{,}1 - \frac{h}{18946}$

pour l'acide carbonique. . $\log p_c = \log 0{,}3 - \frac{h}{12036}$

et pour l'air . . . . $\log p_a = \log 760 - \frac{h}{18400}$

Pour l'hydrogène, la constante est 265700.

D'après ces formules, on peut dresser le tableau suivant (1) :

HAUTEUR en kilomètres	PRESSIONS mm.			VOLUMES pour cent		PRESSION TOTALE		
	p_o	p_n	p_c	Oxygène	Azote	$p_o + p_n + p_c$	p_a	Diff.
0	159,60	600,10	0,30	21,00	78.96	760,0	76,00	0,0
1	139,00	531,40	0,25	20,71	79.25	67.07	67,07	— 0,1
10	40,00	178,00	0,04	18,35	81,63	21,80	21,74	— 0.6
20	10,00	58,80	0.01	15.92	84,07	62 8	62,2	— 0 6
30	2,50	15,70	0,00	13,74	86,26	18,2	17.8	— 0,4
40	0,60	4,60	0,00	11.54	88,46	5.2	5,1	— 0,1
50	0,16	1,38	0,00	10 39	89,61	1,5	1.4	— 0,1
60	0,04	0,41	0,00	8,89	91 11	0.4	0,4	0,0

(1) Voyez : Meteorol. Zeitschr. X Bd. 15 Jänner 1875, p. 25.

Or, il ne serait pas difficile de constater la variation dans la composition de l'air avec la hauteur par l'analyse d'échantillons d'air pris à des hauteurs différentes et accessibles sans trop de difficultés. Mais, comme l'a déjà remarqué *Tralles*, on n'a pas trouvé une telle variation; en tout cas, la diminution en oxygène, constatée quelquefois avec la hauteur, est trop minime (1).

Dalton lui-même a répondu à cette objection que les atmosphères des gaz différents sont sans cesse entremêlés par les vents. A présent, nous savons comment les différents constituants de l'atmosphère sont sans cesse remués par les courants ascendants des minima et les courants descendants des maxima barométriques, qui forment une circulation verticale de l'air s'étendant jusqu'à des hauteurs très grandes.

« Par la loi de *Dalton*, » dit M. *Stefan*, « la condition de l'équilibre définitif des gaz est déterminée, mais elle n'indique pas du tout de quelle manière il s'établit. Selon la loi de *Dalton*, il faut que le mélange de deux gaz s'opère avec une grande vitesse, mais, en réalité, il a lieu très lentement. » En effet, *Dalton* a trouvé lui-même, comme nous l'avons dit plus haut, que les gaz opposent à l'évaporation un obstacle mécanique qui la retarde. Dans certaines conditions, cet obstacle devient très considérable.

Saussure a déjà fait mention d'une expérience singulière exécutée par l'abbé *Fontana* (2). « Cet ingénieux physicien, » dit-il, « a fait voir, par des expériences nombreuses et poussées aussi loin que possible, que, dans les circonstances les plus favorables à la distillation, c'est-à-dire lorsque la cornue est le plus fortement réchauffée et le récipient le plus fortement refroidi, il ne se fait cependant aucune distillation, il ne passe pas une goutte de liqueur si la cornue n'est jointe au récipient que par un col long, étroit et hermétiquement scellé. » Cette expérience fut répétée par *Espy* avec le même résultat (3).

(1) Nous devons faire remarquer à ce propos que W. Ferrel a admis comme très probable l'existence d'une atmosphère d'hydrogène entourant notre atmosphère d'air. Il est très difficile de se faire une idée un peu exacte de la composition de l'atmosphère à une grande hauteur.

(2) Essais sur l'Hygrométrie. — Neuchâtel, 1783, p. 192.

(3) Third Report on Meteorology, p. 20.

Il a aussi pris des tubes de verre dont la longueur était de 2 pieds et le diamètre de 1/3 de pouce anglais. L'un des bouts fut recourbé et scellé, l'autre ouvert. La partie recourbée était graduée et il y avait de l'eau dedans. En laissant cet appareil suspendu avec le bout ouvert en bas, on pouvait observer la diminution de l'eau par évaporation et diffusion. Cette diminution était extrêmement lente. En trois mois, la diminution de l'eau était à peine visible. L'expérience était exécutée dans une chambre dont la température, pendant tout le temps, restait sensiblement constante à 70° F. Dans un autre tube de mêmes dimensions, ayant le bout ouvert en haut, le niveau avait baissé de 1/8 de pouce. En plaçant le bout avec de l'eau du premier tube dans un bain dont la température était un peu au-dessous de la température d'ébullition de l'eau, le niveau ne baissa pourtant pas plus que 1/8 de pouce en quatre jours. Enfin il mit un bouchon dans le bout ouvert après y avoir introduit une quantité de chlorite de chaux. Pendant cette expérience, qui dura aussi trois mois, la température de la chambre était constamment à 80° F., et l'on ne pouvait observer la moindre diminution de l'eau. Pourtant la pression de la vapeur était, à la surface de l'eau, à peu près d'une demi-livre par pouce carré. La pression de la vapeur à l'autre bout étant nulle, il est évident que *l'air et la vapeur dans le tube ont exercé une pression l'un sur l'autre.*

De ces expériences, *Espy* tire la conséquence que la vapeur d'eau est répandue dans l'atmosphère *presque exclusivement par les courants d'air, qui l'emportent avec eux.*

M. *Hildebrandsson* a fait une expérience tout à fait analogue (1). Deux ballons sphériques, dont les circonférences étaient de 0m,595 et 0m,425, furent réunis au moyen d'un tube d'un pouce environ de diamètre et de plus d'un demi-mètre de longueur, auquel on avait donné une position parfaitement horizontale. Les ballons étaient, à leur partie supérieure, munis de tubulures fermées de bouchons, à travers lesquels passaient des thermomètres, dont les boules s'enfonçaient jusque vers

(1) Recherches sur la propagation de l'Hydrogène sulfuré à travers des gaz différents. — Actes de la Soc. roy. des Sciences d'Upsal. Série III. T. VI. 1868.

le milieu des ballons. Dans le plus grand d'entre eux, deux thermomètres, dont l'un avait le réservoir enveloppé d'une étoffe humectée d'eau, en sorte que les deux thermomètres constituaient un véritable psychomètre. Dans l'autre ballon, on avait placé un seul thermomètre mouillé. L'appareil étant scellé hermétiquement, l'air renfermé se saturait de la vapeur d'eau s'évaporant des enveloppes humides. Après deux heures environ, les trois thermomètres marquaient le même degré. Alors le petit ballon fut entouré de neige fondante, et le thermomètre y contenu baissa en trois quarts d'heure à peu près à 0°. Maintenant, on devait s'attendre à ce que la vapeur d'eau distillât du ballon le plus chaud dans le plus froid et que, par conséquent, le thermomètre mouillé de celui-là baissât, ce qui n'arrivait pourtant point; ce thermomètre restait immobile pendant plus de vingt-quatre heures. Après ce temps, les thermomètres furent retirés du ballon, et aussitôt le thermomètre humide baissa de plusieurs degrés au-dessous du thermomètre sec, ce qui prouve qu'il n'était pas desséché. L'expérience fut renouvelée avec le même succès. Dans une autre expérience, on attendit jusqu'à ce que l'air dans l'appareil fût parfaitement saturé. Alors le bouchon du petit ballon, avec son thermomètre, fut ôté; une quantité considérable d'acide sulfurique fut versée dedans et le thermomètre remis à sa place après qu'on l'avait soigneusement desséché aussi vite que possible. Par l'absorption de la vapeur d'eau par l'acide, la température dans ce ballon monta d'un degré. Cela produisit un mouvement dans l'air enfermé dans l'appareil, et le thermomètre humide de l'autre ballon baissa de 0°2; mais, aussitôt que la position de l'appareil fut altérée, en sorte que le petit ballon se trouva plus haut que le grand, il remonta à la température du thermomètre sec, température qu'il garda pendant trois jours. Le quatrième jour, la température de la chambre s'étant abaissée de + 15°0 (température initiale) jusqu'à 12°2, les parois intérieures du grand ballon furent toutes couvertes de rosée. Le sixième jour, la température s'était de nouveau élevée à 15°6 et la rosée avait disparu. Le jour suivant, le psychromètre fut retiré et le thermomètre s'abaissa de 0°5 au-dessous de l'autre, ce qui indique qu'après sept jours il n'avait pas perdu toute son humidité.

En Allemagne M. *Jungk* a fait des expériences analogues sur la diffusion de la vapeur d'eau dans l'air (1) ; il employait un hygromètre très sensible, formé d'une corde de boyau, qui portait une aiguille horizontale dont les mouvements furent observés de la même manière que ceux de l'aiguille aimantée de la balance de torsion.

Or, « l'obstacle mécanique des gaz qui retarde l'évaporation, » dont parle *Dalton*, est en certains cas très grand. Mais alors le transport de la vapeur d'eau se fait évidemment plutôt par les courants d'air que par la diffusion. Une atmosphère de vapeur d'eau indépendante est donc impossible.

Kœmtz a déjà prouvé (2) que la distribution de la vapeur d'eau dans le sens vertical est très différente sous l'influence des vicissitudes atmosphériques, cette distribution présente des variations diurnes et annuelles, et on trouve de grandes différences à cet égard dans les régions différentes de la terre.

Plus tard *Jelinek* a observé deux baromètres en des lieux voisins (3). Les hauteurs observées étaient exactement les mêmes, tandis que les mesures hygrométriques faites aux deux stations indiquaient des différences dans l'humidité absolue dépassant souvent $1^l,3$ ($2^{mm}3$). *Broun* a fait des observations analogues à Makerstoun avec le même résultat.

Lamont (4) enfin a calculé séparément la moyenne de toutes les observations d'une tension de la vapeur d'eau au-dessus, et celle de toutes les observations d'une tension au-dessous de la tension normale à 10 h. A. M. et à 4 h. P. M. à Munich pour les années 1848-55, et aussi les moyennes correspondantes de la pression barométrique. Il a trouvé :

Tension.	$5^l,55$ ($12^{mm}5$). . .	$3^l,52$ ($7^{mm}9$)
Pression corresp. .	317,35 (715 9). . .	317,95 (717 2)

De là *Lamont* a conclu « que la tension locale de la vapeur n'a avec la pression barométrique aucune relation immédiate. »

(1) Poggendorffs Annalen d. Physik und Chemie, 1867, p. 1.
(2) Kæmtz : Lehrbuch der Meteorologie, I, p. 34?, Halle 1831.
(3) Denkschriften, mémoires de l'Acad. des Sc. de Vienne, T. II, p. 66.
(4) Abhandlungen der Math.-Phys. Classe d. K. Akad. zu München. T. VIII. 1857, p. 203-207.

De ses résultats et de ceux de *Kæmtz*, de *Jelinek* et de *Broun*, il résulte qu'une atmosphère indépendante de vapeur d'eau n'existe pas, et que, par conséquent, il n'est pas exact de retrancher la tension observée de la vapeur de la pression barométrique (comme on l'a fait souvent du reste) pour obtenir la pression de l'atmosphère sèche.

On ne peut pas dire non plus qu'un gaz ou une vapeur en pénétrant un autre, s'y comporte exactement « comme dans le vide », et que « la répulsion entre des molécules de gaz et de vapeurs différente est égale à o ». *Gough*, l'ancien précepteur de *Dalton*, avait déjà critiqué la loi de son élève, ainsi exprimée. Il fit l'expérience suivante. Un ballon de verre à col mince dont on avait déterminé la capacité, et dans lequel était renfermé une quantité mesurée d'eau pure, fut chauffé dans un bain d'eau entre deux températures observées par un thermomètre enfoncé dans le bain. Alors le col fut bouché et plus tard la quantité d'air restée dans le ballon fut mesurée. Il trouva que cette quantité d'air était beaucoup moindre qu'elle ne devait être si la perte avait été causée seulement par la dilatation de l'air. Or, *une certaine quantité de l'air avait été chassée en dehors du ballon par la vapeur d'eau pendant l'évaporation*. Le procédé est, comme on voit, en principe le même que l'un de ceux dont *Regnault* a fait usage pour déterminer le coefficient de dilatation des gaz.

Dans une lettre du 28 août 1862 à *Kæmtz*, alors professeur à Dorpat (1), *Lamont* a décrit une expérience par laquelle il a prouvé que la vapeur d'eau excerce pendant l'évaporation une pression sur l'air ambiant. Il a employé l'appareil représenté dans la figure 15, lequel se compose d'un réservoir sphérique K et d'une tige capillaire *b e*. La tige est courbée en U entre *c* et *d*. Le ballon étant rempli d'air parfaitement sec, l'appareil fut placé avec le ballon dans le vase A et la partie *c k d* dans un autre B. Les vases étaient remplis d'eau et la température de A était de + 15°,7, celle de B + 12°,0. En échauffant le vase A à + 41°,8 un petit index de mercure *o* avançait de 11,47 pouces Par. vers *e*.

(1) Cette lettre est publiée dans : 1) Philos. magazine, nov. 1862 ; 2) Proc. of the British meteor. Society. Vol. I ; 3) Pogg. Annalen 1863.

L'expérience fut répétée avec la seule différence qu'on avait introduit quelques gouttes d'eau dans le ballon. Cette fois l'index se déplaçait d'une même longueur, 11,47 p. Par. pour un échauffement de + 15°,7 à + 30°,9 seulement. La température du vase B

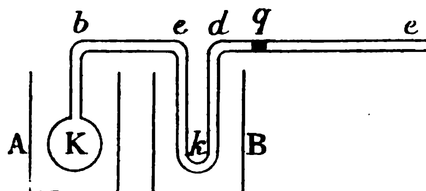


Fig. 15.

restait constante à + 12°,0 et par conséquent la vapeur ne pouvait pas parvenir jusqu'à l'index. Or, il est évident que la vapeur avait pendant l'évaporation exercé une pression sur l'air. Une partie de l'air avait été chassée en dehors du ballon et remplacée par de la vapeur d'eau.

Ce phénomène a été étudié d'une manière plus exacte par MM. *Hildebrandsson* et *Rosén* (1). La quantité d'air qui est expulsée d'un vase par la vapeur est bien connue pour *une* température, celle de l'ébullition. Par l'ébullition on peut, comme on sait, parfaitement purger l'air d'un vase. Mais dans ce cas la tension de l'air est égale à la pression de l'air. Or, il était probable que la vapeur doit à chaque température chasser d'un vase une quantité d'air correspondante à la tension de la vapeur à cette température. Par conséquent, en échauffant de t à T le volume d'air W contenu dans un ballon, le volume de l'air expulsé du ballon doit être :

$$Q = W \frac{1 + \alpha T}{1 + \alpha t} \frac{H - F}{H_1 - F_1} - W,$$

H et H_1 étant les pressions barométriques et F et F_1 les tensions de la vapeur d'eau correspondant à T et t, α étant le coefficient de dilatation de l'air.

(1) Öfversigt af K. Wet. Akad. Förhandlingar (Cpts. Rend. de l'Acad. d. Sciences de Stockholm, 1864, p. 123.

Cette loi fut prouvée par des expériences tout à fait semblables à celles faites par *Regnault* pour déterminer le coefficient de dilatation des gaz. Dans la première série la pression était constante et le volume du gaz variable. L'appareil se composait, comme on sait, d'un réservoir, auquel était soudé un tube capillaire recourbé. Au lieu de remplir ce réservoir d'air parfaitement sec on y introduisit de l'eau pure, dont la quantité fut exactement pesée ; cela fait, on laissa, pendant environ une demi-heure, l'air prendre la température T d'un bain d'eau, et l'on ferma à la lampe l'extrémité du tube, en notant en même temps la hauteur H_1 du baromètre. Le réservoir étant refroidi on le plaça renversé avec la pointe dans un bain de mercure, on l'entoura complètement de glace et d'eau froide et lorsque le ballon fut refroidi à zéro (on avait pris la température t de l'eau), on cassa avec une petite pince la pointe du tube. La hauteur de la colonne de mercure soulevée fut mesurée avec le cathétomètre de la manière ordinaire, et la hauteur H_2 du baromètre notée. Enfin on pesa le ballon pour obtenir le poids du mercure qui s'y était introduit. En appelant ω et W, les volumes de l'air correspondants aux températures t et T, on a

$$\omega = W \frac{1 + \alpha t}{1 + \alpha T} \quad \frac{H_1 - F_1}{H_2 - h - F_2}$$

Les résultats obtenus sont les suivants :

	W	T	t	ω CALCULÉ	ω OBSERVÉ	DIFF.
I	18,500 ccm	+ 79,6	± 0,0	8,982	9,058	+ 0,076
II	370,650	+ 69,1	+ 9,9	267,270	298,600	+ 1,330
III	374,400	+ 69,0	+ 10,0	305,080	304,350	— 0,730
IV	40,247	+ 80,2	+ 7,5	20,325	20,299	— 0,026
V	37,191	+ 50,2	+ 13,5	31,216	32,119	+ 0,903

Dans une seconde série, on employait l'appareil de *Regnault* pour déterminer le coefficient de dilatation de l'air. Cet appa-

reil consiste en un ballon de verre communiquant avec un manomètre. Seulement, il y avait entre le ballon et le manomètre un tube de laiton entouré d'un manchon, dans lequel circulait un courant d'eau froide qui s'écoulait d'un grand réservoir. En échauffant l'air dans l'eau bouillante, on laissa le niveau baisser librement, le mercure s'écouler jusqu'à ramener l'égalité de niveau dans les deux branches du manomètre. L'air conserva ainsi la pression atmosphérique et son volume s'accrut de l'espace que le mercure abandonna, espace qu'on a jaugé avec précision. Donc l'augmentation de volume de l'air contenu dans le ballon est

$$W \frac{1 + \alpha T_1}{1 + \alpha T} \quad \frac{H - F}{H_1 - F_1} - W$$

celle de l'air dans le tube de laiton

$$V \frac{1 + \alpha t_1}{1 + \alpha t} \quad \frac{H - f}{H_1 - f_1} - V$$

et celle de l'air contenu au commencement de l'expérience dans le manomètre

$$U \frac{1 + \alpha \tau_1}{1 + \alpha \tau} \quad \frac{H - f}{H_1 - f_1} - U$$

Alors on admit que la tension de la vapeur d'eau au commencement (f) et à la fin (f_1) était la même dans le manomètre que dans le tube froid. La somme de ces volumes réduits à la température du manomètre, et réduction faite pour la dilatation du ballon, donne l'augmentation totale. D'un autre côté, en appelant M la quantité de mercure écoulée et a, a_1 les sections des deux tubes du manomètre, qui étaient sensiblement constantes dans l'espace mesuré, on a l'augmentation totale : $Q = \frac{a\,M}{a + a_1}$. Nous l'appelons Q observé.

Nous donnons ici l'une des séries.

$W = 47{,}84$; $T = +8^{\circ}{,}7$; $V = 24{,}75$; $t = 10^{\circ}{,}0$; $U = 20{,}74$; $\tau = +15^{\circ}{,}2$; $H = 754.8$.

F_1	t_1	τ_1	H_1	Q CALCULÉ	Q OBSERVÉ	Différence
20	10,0	15,7	754,6	2,60	2,48	0,12
30	10,1	15,7	754.5	5,12	4,93	0,19
40	10,5	16,0	754,5	8,09	7,87	0,22
50	11,1	16,2	754,3	11,73	11,43	0,30
60	12,5	16,7	753,9	16,46	16,00	0,46
70	12,8	17,1	754,0	22,31	22,01	0,30
80	13,2	17,3	753,8	29,53	29,14	0,39
90	13,9	17,7	753,7	39,51	38,22	1,29

Les différences, d'ailleurs très petites, ont toutes le même signe. Cette incertitude provient probablement de ce que le tube du ballon, par lequel il était en communication avec le tube froid, était assez large pour permettre à l'eau condensée dans le tube froid de retourner dans le ballon; le volume du tube en question était de 6,19, et la température de ce volume ne pouvait être déterminée avec précision. Du reste, une quantité de vapeur condensée restait peut-être aux parois du tube froid, quoiqu'elles eussent été mouillées avant l'expérience. A cause de cela, ces expériences ont été moins précises que les précédentes.

Déjà, en 1838, le célèbre astronome *Bessel* avait prouvé (1) qu'une atmosphère indépendante de vapeur, comme celle supposée par *Dalton*, est impossible avec la décroissance de la température avec la hauteur qu'on a constatée par les observations directes. En effet, après une certaine hauteur, la pression dans l'atmosphère de vapeur d'eau serait plus grande que la tension maxima correspondante à la température correspondante.

M. *R. Strachey* a publié à cet égard un mémoire intéressant (2). Il a prouvé que la pression de la vapeur d'eau décroît avec la hauteur beaucoup plus vite que dans une

(1) Bemerkungen über barometrisches Höhenmessen. Astron. Nachrichten. T. 16.

(2) On the distribution of aqueous vapours in the upper parts of the atmosphere. Proceed. of the Roy. Society of London, 1861.

atmosphère indépendante. Il a trouvé ce résultat immédiatement en calculant $\frac{p}{p_0}$ pour des hauteurs différentes d'après les observations faites sur l'Himalaya par lui-même et par *Hooker* et d'après celles faites par *Welsh* pendant quatre ascensions en ballon, p_0 étant la tension de la vapeur à la surface terrestre et p la tension à la station supérieure. De là il a calculé que la pression totale de la vapeur d'eau n'est que un quart de la valeur qu'elle aurait selon *Dalton*.

En se basant sur les observations faites par M. *Glaisher*, pendant ses observations classiques, *Lamont* a calculé un cinquième seulement (1).

Les recherches de *Strachey* ont été poursuivies par M. *Hann* (2). Il a calculé $\frac{p}{p_0}$ pour un grand nombre d'observations faites sur des montagnes ou pendant des ascensions aéronautiques. Dans le tableau ci-joint on trouve les résultats calculés pour les observations suivantes :

1) Himalaya. *a*) : Observations de *Hooker* ; *b*) : celles de *Strachey*, publiées par *Strachey* ; *c*) : moyennes annuelles de Mahabuleshwar, Bombay ; Darjeeling, Goalpara ; Dodabetta, Madras ;

2) Arménie : Observations de *Moritz* sur l'Ararat ;

3) Teneriffe : Observations de *Piazzi-Smith* ;

4) Les Alpes ;

5) Ascensions aéronautiques. *a*) : Observations de *Welsh*, calculées et publiées par *Strachey* ; *b*) : celles de M. *Glaisher*, pendant cinq ascensions en été ; *c*) : du même, trois ascensions en automne ; et *d*) : du même, trois ascensions en hiver.

M. *Hann* a donné la formule empirique :

$$(1) \qquad p = p_0 \, 10^{-\frac{h}{6517}} = p_0 \, e^{-\frac{h}{2830}},$$

Pour une hauteur h exprimée en *mètres*, par laquelle on peut calculer $\frac{p}{p_0}$ avec une précision très grande. On a en effet :

(1) Met. Zeitschr., 1868, T. III, p. 369.

(2) Die Abnahme des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre mit zunehmender Höhe. Met. Zeitschr., 1874, T. IX, p. 193.

Hauteur en 1000 pieds anglais.	1	2	3	4	5	6	7	8	10	12	14	16	18	20	22
Hauteur en mètres.	305	610	914	1219	1524	1829	2135	2438	3048	3658	4267	4877	5486	6096	6705
Himalaya															
a.	—	0,82	0,78	0,68	0,61	0,63	0,56	0,52	0,42	0,35	0,29	0,25	0,20	0,16	—
b.	(0,89)	,85	,82	(,82)	,72	,63	,62	,54	,43	,36	,23	,14	,15	—	—
c.	—	—	—	,69	—	,57	—	,50	—	—	—	—	—	—	—
Arménie															
	—	,80	—	—	,58	—	—	,51	,35	—	—	,17	—	—	—
Teneriffe															
	,83	—	—	—	—	—	—	,30	,28	—	—	—	—	—	—
Les Alpes															
	—	,79	—	,60	,55	,50	,46	—	,31	—	—	—	—	—	—
Ascensions Aéronautiques															
a.	—	,88	—	,77	—	,58	—	,45	,35	,30	,19	,18	,16	,12	—
b.	.87	,77	,67	,57	.53	,51	,44	,37	,26	,21	,22	,17	,17	,11	,07
c.	,89	,78	,67	,56	,46	,38	,29	,24	—	—	—	—	—	—	—
d.	,88	,77	,65	,55	—	,69	,50	,41	,33	,18	—	—	—	—	—
Moyennes															
Montagnes. . .	(,85)	.81	,80	,66	.61	,58	,55	,47	,36	(,35)	.26	,19	.17	,16	—
Ballon.	,88	,80	,66	,61	,50	,54	,41	,37	,31	,23	,21	,17	.16	,11	,07
Moyennes générales															
	,87	,80	,73	,64	.56	,56	,48	,42	,34	,27	,23	,18	,16	,13	,07

Hauteur en 1000 pieds anglais :		1	4	8	12	16	20
Hauteur en mètres		305	1219	2438	3658	4877	6096
$\frac{p}{p_0}$	Observé	0,87	0,64	0,42	0,27	0,18	0,13
	Calculé.	,90	,65	,42	,27	,18	,12

Cette équation est de la même forme que celles qui nous ont servi pour calculer les pressions dans une atmosphère indépendante. Pour une atmosphère de vapeur d'eau on a seulement à introduire C $\doteq$ 12829 au lieu de 2830

La quantité de vapeur d'eau (en kilogrammes) contenue dans un mètre cube d'air à la surface terrrestre, est (So = le poids spécifique de l'air) :

$$q = 0{,}623 \ \frac{So}{1 + \alpha t}, \quad \frac{p}{760} = \frac{0{,}001058}{1 + \alpha t} \ p.$$

Par conséquent à une hauteur de *h* mètres cette quantité est :

$$(2) \qquad q_1 = \frac{0{,}001058}{1 + \alpha t} \ p_0, \ 10^{-\frac{h}{6517}}.$$

Or, pour obtenir le poids total depuis le sol jusqu'à la hauteur *h* dans une colonne d'air d'une base d'un mètre carré il faut intégrer l'équation

$$Q = \int \frac{0{,}001058}{1 + \alpha t} \ p_0, \ 10^{-\frac{h}{6517}} \ dh.$$

En admettant $t' = \frac{t_0 + t_h}{2}$, on a

$$Q = \frac{0{,}001058}{1 + \alpha t'} \ p_0, \ 6517 \times \log e \left(1 - 10^{-\frac{h}{6517}}\right).$$

$$(3) \qquad \text{ou} \quad Q = \frac{0{,}001058}{1 \times \alpha t'} \ p_0 \ 2830 \left(1 - 10^{-\frac{h}{6517}}\right).$$

En calculant (3) pour une hauteur très grande ou égale à la hauteur de l'atmosphère, la quantité négative $- 10^{-\frac{h}{6517}}$ disparait, ou du moins peut être négligée. Alors il est évident que la

vapeur d'eau qui existe actuellement dans l'atmosphère est à la quantité qui y existerait dans une atmosphère indépendante dans la relation

$$2830 : 12829 \text{ ou } 0,22 : 1$$

ce qui est à peu près la même relation que celle admise par *Strachey* et *Lamont.*

Il est évident que les formules de M. *Hann* n'ont de valeur que pour les *états moyens*. A un moment donné la distribution de la vapeur d'eau est toujours plus ou moins irrégulière, et l'aéronaute rencontre souvent des variations brusques dans des couches immédiatement superposées.

Causes de la pluie. — Avant de terminer ce chapitre nous devons donner un exposé succinct des différentes causes de la pluie. La théorie la plus ancienne et pendant longtemps généralement adoptée est celle de *James Hutton* (1), théorie qu'il a exposée dans un mémoire présenté à la Société Roy. d'Édimbourg en 1784. Selon lui, le *mélange de deux volumes d'air*, tous les deux saturés, ou à peu près, est toujours accompagné d'une précipitation ou condensation.

Il prouve que cela doit avoir lieu, si « la solution de l'eau dans l'air » croît plus vite que la température, et que par conséquent la courbe représentant la relation entre la température et la quantité de l'eau en dissolution dans l'air est convexe vers l'axe des températures. Si la quantité de l'eau était proportionnelle à la température, la courbe deviendrait une ligne droite et un mélange n'amènerait aucune précipitation. Enfin, si la quantité d'eau augmentait moins vite que la température un mélange rendrait l'air plus sec.

(1) The Theory of Rain, Transactions of the Roy. society of Edinburgh. Vol. I.

Il est évident qu'un mélange de deux volumes d'air à températures différentes cause souvent une condensation perceptible. *Hutton* cite le fait que l'haleine devient visible dans un air froid et humide.

En décrivant les rigueurs de l'hiver à Tornéa, *Maupertuis* dit (1): « Lorsqu'on ouvroit la porte d'une chambre chaude, l'air de » dehors convertissoit sur le champ en neige la vapeur qui s'y » trouvoit, et en formoit de gros tourbillons blancs. » C'est là un phénomène bien connu des habitants des pays du Nord.

Hutton a donné dans le même Mémoire une théorie complète de la pluie dans les différentes parties de la terre. Les mesures des tensions maxima de la vapeur d'eau à des températures différentes par *Dalton* donnaient un appui à la loi de *Hutton*. En effet, considérons deux volumes égaux d'air saturé, l'un d'une température de + 10° et l'autre d'une température de + 20°. Alors les tensions des vapeurs d'eau seraient respectivement $9{,}2^{mm}$ et $17{,}4^{mm}$. Le mélange de ces deux volumes aurait une température de + 15° et la tension moyenne serait $13{,}3^{mm}$. Mais, à + 15°, la tension maxima n'est que $12{,}7^{mm}$ seulement, d'où il résulte qu'une certaine quantité de la vapeur d'eau doit être condensée par le mélange.

Cependant, dans ce cas, à cause de la chaleur dégagée par la condensation, la température ne descend pas jusqu'à + 15°, ce qui diminue notablement la quantité d'eau condensée. C'est pourquoi on ne peut pas considérer le mélange de deux volumes d'air à des températures différentes comme une cause de pluies abondantes. Déjà, en 1874, M. *Hann* l'a prouvé pour un cas spécial (2).

M. *Renou* a publié dans l'annuaire de la Société Météorologique pour 1866 une *théorie de la pluie* dans laquelle il passe en revue les différents modes de condensation de la vapeur d'eau, il rappelle que le brouillard peut rester sous forme liquide jusqu'à une température très basse au moins — 21 et cite ses propres observations à ce sujet.

Il pense avec Kæmtz, qu'il est nécessaire qu'il y ait deux

(1) La figure de la Terre, etc. Paris, 1738, p. 58.
(2) Meteor. Zeitschrift. Bd. IX, p. 294-95.

couches de nuages pour produire la véritable pluie, la couche supérieure étant formée par des nuages cirriformes qui se mélangent avec les nuages inférieurs et déterminent la précipitation de la pluie, ou la formation de la grêle quand l'eau des nuages aqueux est à l'état de surfusion. « Le seul refroidissement de l'air saturé d'humidité ne produit pas de pluie ; le mélange de deux masses d'air saturées n'en peut donner que quand il y a une différence considérable de température entre les deux masses d'air qui viennent se mêler, ce qui ne peut avoir lieu qu'en hiver... ce qu'on voit quand un vent chaud du sud est superposé à un vent froid du nord.

» On avait cru, autrefois que la basse température des couches » élevées de l'atmosphère provenait de leur refroidissement par » rayonnement, tandis qu'il n'est que le résultat du mélange inces- » sant des couches d'air de toutes les hauteurs et M. *Duponchel* » a fait voir récemment que la loi de décroissement résulte sim- » plement de la théorie dynamique de la chaleur. »

M. Renou examine aussi les causes de la distribution de la pluie à la surface du globe et montre que la pluie croît :

Avec la température qui permet à l'air de dissoudre des quantités d'eau de plus en plus considérables ;

Avec l'humidité et par conséquent avec la distance à la mer dans la direction du vent dominant ;

Avec la fréquence et l'importance des grands abaissements du baromètre et du thermomètre ;

Enfin la forme du sol a une influence considérable sur le phénomène de la pluie. « Un sol ascendant et concave vis-à-vis des vents pluvieux favorise le refroidissement de l'air par son ascension et surtout l'arrête et l'accumule. ».

Dès l'année 1867, M. *Peslin* a montré que la cause principale des pluies réside dans le refroidissement dynamique d'un courant d'air ascendant. Dans un mémoire : *Sur les mouvements généraux de l'atmosphère*, publié dans l'atlas météorologique de l'Observatoire de Paris, il a pour la première fois appliqué les formules de la thermo-dynamique aux phénomènes atmosphériques et étudié les variations de température d'une masse d'air, saturée ou non saturée, qui s'élève ou s'abaisse dans l'atmosphère. Il

explique les pluies qui accompagnent la tempête de la manière suivante :

« D'après notre théorie, toute tempête en voie de développement normal doit donner naissance à des pluies ; car ce n'est qu'après que le point de saturation est dépassé que le travail correspondant au mouvement ascensionnel de l'air devient moteur. La quantité de pluie versée est la différence entre la porportion de vapeur d'eau contenue dans l'air au moment où il est aspiré par la tempête, et celle qu'il conserve au moment où il est rejeté dans les régions supérieures de l'atmosphère tranquille. Comme la hauteur à laquelle s'étend la tempête est généralement fort considérable, d'après tous les faits connus, l'air rejeté dans les hautes régions a une température plus basse de 20 à 30 degrés que celle de l'air pris dans les régions inférieures et par suite ne peut retenir que le tiers, le quart, ou une fraction plus petite de la vapeur d'eau qu'il contenait primitivement. On peut ainsi expliquer : comment les averses qui accompagnent les tempêtes peuvent être si abondantes ; comment la hauteur de pluie tombée en vingt-quatre heures peut souvent dépasser 3 centimètres sur une très large surface en Europe ; ce qui, réparti sur l'atmosphère totale dont le poids correspond à $10^m,33$ d'eau, représente une proportion moyenne de vapeur d'eau précipitée

$$q = \frac{0^m,03}{10^m,33} = 0,003\,;$$

c'est-à-dire au moins la moitié de toute l'eau en suspension dans l'atmosphère, à nos latitudes, dans les conditions ordinaires. A nos latitudes en effet, la proportion d'eau atteint rarement les chiffres suivants :

Altitude . .	0^m	1800^m	3500^m	8500^m
$q =$	0,012	0,008	0,003	0,001

» La théorie généralement admise jusqu'à ce jour, qui attribue la pluie au mélange de deux couches d'air de températures différentes, me paraît insuffisante pour rendre compte des averses qui accompagnent les tempêtes. »

Dans sa théorie des cyclones, *Marié-Davy* (1) a adopté les idées de *Hutton*, avec une modification essentielle ; « nous trouvons », dit-il, « que du simple mélange de deux masses d'air inégalement chaudes peut résulter une abondante condensation de vapeur ». La condensation de la vapeur amènera, il est vrai, une restitution de chaleur latente devenue libre et, par suite, une élévation dans la température du mélange ; mais ce réchauffement, résultat de la condensation, peut la réduire et non l'annuler.

Parmi les courants convergeants au-dessus du disque tournant (2), les uns sont horizontaux et amènent de l'air chaud et humide, les autres verticaux en amènent de plus froid pris dans les régions supérieures, moins chargées de vapeur, il est vrai, mais non complètement sèches. Au point où ces courants se touchent il se forme des nuages plus ou moins épais et souvent des pluies torrentielles.

Cette théorie est en contradiction complète avec la théorie mécanique de la chaleur, car de l'air, venant des régions supérieures, ne garde pas la basse température qu'il peut avoir et s'échauffe en descendant. Il est juste de remarquer qu'en 1866, époque à laquelle M. *Marié-Davy* publia sa théorie, la thermodynamique n'était pas aussi développée qu'aujourd'hui.

Ainsi la condensation causée par le simple mélange de deux masses d'air inégalement chaudes serait notablement augmentée par le froid qu'amèneraient des masses d'air provenant des régions supérieures de l'atmosphère. M. *Faye*, dans ses nombreux travaux sur les cyclones, a indiqué comme principale cause de pluie, le froid produit par la fusion des cirrus entraînés par le courant descendant qui, d'après lui, forme la partie principale de la masse du cyclone.

Il est évident que l'hypothèse de M. *Faye* nécessite la présence d'une quantité de glace énorme, comme on le verra plus loin.

(1) H. Marié-Davy : Météorologie. Les mouvements de l'atmosphère et des mers considérés au point de vue de la prévision du temps. Paris, 1867, p. 228-229.

(2) Comme nous l'avons vu précédemment, *Marié-Davy* pense qu'un tourbillon cyclonique est un ventilateur d'une immense étendue ; et qu'une forte aspiration se produit dans le sens de l'axe et appelle l'air des régions atmosphériques situées au-dessus du disque tournant pour restituer l'air refoulé du centre à la circonférence par l'effet de la rotation.

Dans les conditions où un gaz varie de volume v et de pression p, sans absorber ni dégager de chaleur (conditions qu'on peut admettre pour une masse d'air s'élevant ou s'abaissant dans l'atmosphère, surtout si cette masse d'air se meut dans un tourbillon), on a les relations simples :

$$P_1 v_1^{\,k} = P_2 v_2^{\,k}$$

et

$$\frac{T_1}{T_2} = \left(\frac{p_1}{p_2}\right)^{\frac{k}{k-1}}, \text{ où } T_1 = 273 + t_1,\ T_2 = 273 + t_2$$

et $k = \frac{C_p}{C_v} = 1,405$, c'est-à-dire le rapport entre les chaleurs spécifiques de l'air à pression et à volume constants.

Prenons un exemple. Dans son ascension remarquable avec le ballon *Phœnix*, à Berlin, le 4 décembre 1894, M. *Berson* (1) dépassait une hauteur de 9000 mètres. Là-haut, il observait une pression barométrique de 231 mm. et une température de — 48°, la sécheresse de l'air étant extrême. Supposons qu'une masse de cet air eut été douée d'un mouvement descendant sans absorber ni dégager de chaleur, alors, la température se serait élevée à zéro déjà à une pression

$$p = 231 \left(\frac{273}{273 - 48}\right)^{\frac{1,405}{1,405 - 1}} = 452 \text{ mm.}$$

Arrivé à la hauteur ordinaire des nuages de pluie, où la pression se serait élevée à 640 mm., cet air devrait être échauffé jusqu'à + 29°. Evidemment il ne pourrait pas causer une condensation de vapeur !

Au contraire, un air descendant amène souvent un échauffement considérable. On sait que M. *Hann* a depuis longtemps prouvé que la chaleur et la sécheresse caractéristiques pour le Fœhn au Nord et le Sirocco au Sud des Alpes, doivent être attribués à la chaleur dynamique dégagée au sein des courants d'air descendants.

On a aussi quelquefois émis l'opinion qu'un courant d'air

(1) Zeitschrift. für Luftschiffahrt und Physik der Atmosphäre, 1894, p. 311.

descendant amènerait avec lui des masses de cristaux de glace, qui forment les nuages supérieurs, les cirrus et les cirro-stratus (1). Il est facile de démontrer qu'une pluie abondante ne peut jamais naître par cette cause.

A la hauteur de 9.000 mètres, M. *Berson* est entré dans une couche mince de cirro-stratus consistant en flocons de neige légers. Admettant que le courant descendant, dont nous avons supposé l'existence, eût entraîné avec lui une masse de tels cristaux de glace, le courant aurait dû s'échauffer comme auparavant jusqu'à zéro [sauf que sa chaleur spécifique est un peu augmentée par la présence de la glace], mais, après ce moment, la chaleur dégagée étant constamment consommée par la fusion de la glace, le gaz subit *une compression sans variation de chaleur*.

Or, la chaleur Q dégagée depuis la pression de 452 mm. à celle de 640 mm. dans chaque kilogramme d'air est donnée par l'équation :

$$Q = A\,R\,T \log \text{nat.} \frac{P_1}{P_2} = \frac{29{,}272 \times 273}{427} \log \text{nat.} \frac{640}{452}$$

d'où Q = 6,51 calories,
ou pour un mètre cube à 0° et à la pression de 640 mm.

$$\frac{1.640}{760}\ 1{,}293 \times 6{,}51 = 7{,}09 \text{ calories.}$$

Mais 7,09 calories suffisent pour fondre $\frac{7{,}09}{80} = 0{,}0886$ kilogrammes de neige.

Les nuages supérieurs étant très légers, on ne peut guère admettre qu'une telle quantité de glace soit répandue dans chaque mètre cube d'air. Or il ne resterait rien qui puisse causer une condensation à la hauteur des Nimbus. Même s'il en restait une petite quantité elle ne suffirait, dans aucun cas, à produire une pluie abondante, d'autant plus que la chaleur de condensation de la vapeur d'eau est beaucoup plus grande que la chaleur de fusion de la glace (2).

(1) Voyez les travaux de M. Renou 1866, de *Mühry* et ceux de M. *Faye*.

(2) Un mètre cube de vapeur d'eau saturée à zéro a besoin de $\frac{1}{210{,}7} \times 606{,}5 = 2{,}88$ calories pour être condensé en eau de la même température.

Ainsi il reste donc prouvé qu'*un courant d'air descendant ne peut pas causer de pluie, mais qu'il doit au contraire augmenter la sécheresse et élever la température.*

Mais, si l'air descendant s'échauffe, il est évident qu'un courant d'air ascendant doit se refroidir. En effet, *la cause principale et ordinaire de la pluie est le refroidissement d'un courant d'air ascendant.*

M. *Hann* a calculé le tableau suivant (1) :

1. Diminution de la température pour 100m dans un courant d'air ascendant *saturé* de vapeur d'eau

PRESSION au point de départ	—10°	— 5°	0°	+ 5°	+ 10°	+ 15°	+ 20°	+ 25°	+ 30°	HAUTEUR en mètres à 0°
760mm	0°,76	0°,69	0°,63	0°,60	0°,54	0°,49	0°,45	0°,41	0°,38	20
700	0,74	0,68	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	0,37	680
600	0,71	0,65	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37	—	1,910
500	0,68	0,62	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38	—	—	3,360
400	0,63	0,57	0,50	0,47	0,42	0,38	—	—	—	5,150
300	0,57	0,51	0,44	0,42	—	—	—	—	—	7,430
200	0,49	0,43	0,32	—	—	—	—	—	—	10,670

2. Grammes de vapeur d'eau en chaque kilogramme d'air saturé.

PRESSION au point de départ	—10°	— 5°	0°	+ 5°	+ 10°	+ 15°	+ 20°	+ 25°	+ 30°	HAUTEUR en mètres à 0°
760	1,7	2,6	3,8	5,4	7,6	10,5	14,4	19,5	26,3	20
600	2,2	3,2	4,8	6,8	9,6	13,3	18,3	24,8	—	1,910
400	3,3	4,8	7,2	10,2	14,4	20,0	—	—	—	5,150
200	6,5	9,7	—	—	—	—	—	—	—	10,670

Admettons que l'air à la surface terrestre soit saturé de vapeur à une température de + 25°, et qu'il soit transporté à la hauteur de 1910m ou à la hauteur d'un nuage orageux. Le tableau donne une diminution de 0°,4 pour 100m, ou de 7°,6 pour 1910m, et une condensation de $19{,}5 - 15{,}7 = 3{,}8$ gr. par kilogramme, ou de $3{,}8 \times 1{,}293 = 4{,}91$ gr. par mètre cube. En

(1) Met. Zeitschr. 1874, p. 328.

admettant un courant ascendant d'une vitesse de 2^m par seconde seulement la condensation par heure sera

$$2 \times 4,91 \times 3600 = 35,4 \text{ kilogrammes}$$

correspondant à une hauteur de pluie de 35,4^mm par heure. Une telle averse est, comme on sait, très rare en Europe.

Une masse d'air sec, d'une température de + 10° qui s'élève sans absorber ni dégager de chaleur à une hauteur de 2600^m se refroidit de 26° à peu près. Si au contraire elle est saturée de vapeur notre tableau donne un refroidissement de $0,57 \times 26 = 14°,8$ seulement. Un tel courant d'air saturé ascendant aura ainsi une température de — 4°,8 en arrivant à la crête d'une montagne d'une hauteur de 2600 mètres. En descendant de l'autre côté de la chaîne l'air doit s'échauffer de 26° pour la même hauteur, et aura par conséquent au fond des vallées une température de + 21°,2. Cet air chaud ne peut contenir plus de vapeur d'eau que la quantité qu'il avait à la température de — 4°,8 ; par conséquent la sécheresse doit être extrême. C'est ce qui a lieu dans le Foehn.

M. *Hann* a prouvé aussi que les résultats donnés par les formules que nous avons employées plus haut, s'accordent très bien avec les observations directes. Dans un mémoire sur le Foehn, à Bludenz (1) il démontre que la valeur moyenne de la variation de la température 0°,97, trouvée par les observations, s'accorde parfaitement avec la variation donnée par la formule pour un courant d'air descendant sans absorber ni dégager de chaleur, si l'on admet pour équivalent mécanique de la chaleur $A = 433$, valeur qui ne diffère que très peu de celle admise généralement.

Dans ses excellentes recherches théoriques sur la thermodynamique de l'atmosphère, M. *de Bezold* a récemment étudié la quantité de pluie qui peut résulter du mélange de deux couches d'air de températures différentes. Il a calculé la plus grande quantité d'eau a qui peut être condensée dans les conditions les plus propices par le mélange de deux quantités d'air saturées d'un poids d'un kilogramme après le mélange et ayant pour températures t_1 et t_2 :

(1) Sitzb. d. K. Akad. Wien, 1882, p. 15

1. Pression barométrique = 700mm

$t_1 = -20^\circ$, $t_2 = \pm 0^\circ$, $a = 0{,}40$ grammes
$t_1 = -20^\circ$, $t_2 = -10^\circ$, $a = 0{,}04$ »
$t_1 = -10^\circ$, $t_2 = +10^\circ$, $a = 0{,}55$ »
$t_1 = -10^\circ$, $t_2 = \pm 0^\circ$, $a = 0{,}11$ »
$t_1 = \pm 0^\circ$, $t_2 = +20^\circ$, $a = 0{,}75$ »
$t_1 = \pm 0^\circ$, $t_2 = +10^\circ$, $a = 0{,}19$ »
$t_1 = +10^\circ$, $t_2 = +20^\circ$, $a = 0{,}21$ »

2. Pression barométrique = 400mm

$t_1 = -20^\circ$, $t_2 = \pm 0^\circ$, $a = 0{,}50$ grammes
$t_1 = -20^\circ$, $t_2 = -10^\circ$, $a = 0{,}12$ »
$t_1 = -10^\circ$, $t_2 = +10^\circ$, $a = 0{,}75$ »
$t_1 = -10^\circ$, $t_2 = \pm 0^\circ$, $a = 0{,}17$ »
$t_1 = \pm 00^\circ$, $t_2 = +10^\circ$, $a = 0{,}20$ »

Les pressions 700mm et 400mm correspondent à des hauteurs de 680 et 5,150m à peu près, c'est-à-dire aux hauteurs auxquelles la plus grande partie de la pluie est, en général, condensée. Alors il est évident que la quantité d'eau liquide qui peut être fournie par le seul mélange de deux masses d'air est extrêmement faible. Ce mélange est, au contraire, très favorable pour former un nuage ou un brouillard.

Dans ce qui précède, nous avons prouvé :

1° *Que le mélange de deux masses d'air saturées ne peut jamais produire une pluie intense;*

2° *Qu'un courant d'air descendant ne peut pas causer de pluie, mais qu'il doit, au contraire, augmenter la sécheresse et la température :*

Et 3° *que la cause principale et ordinaire de la pluie est le refroidissement d'un courant d'air ascendant.*

Tout récemment, M. *Brillouin* a publié un important Mémoire [*Vents contigus et nuages*, Annales du Bureau central météorologique, tome I, pour 1896], dans lequel il étudie les formations nuageuses par le mélange de masse d'air à des états hygrométriques différents.

Prenant pour point de départ les travaux de M. *de Bezold* sur la condensation par mélange et employant la même méthode d'analyse graphique, il en tire un grand nombre de conclusions sur les causes de l'état du ciel. Au point de vue de la

formation de la pluie, il expose des idées nouvelles que nous devons mentionner, bien qu'elles n'aient pu encore être contrôlées suffisamment en les rapprochant des observations.

Sans se préoccuper de l'origine de certaines masses nuageuses, il montre que leur mélange avec des masses d'air limpide plus sec entraîne une évaporation plus ou moins grande de l'eau condensée, et ainsi un refroidissement de la masse du mélange. Ce refroidissement détermine la chute du mélange et de ses gouttelettes liquides vers le sol, et cette chute est, d'après lui, la cause déterminante qui fait tomber la pluie. Il montre en outre que, si l'évaporation est totale, la masse, devenue limpide, tombe sous forme d'air froid.

Selon les causes qui peuvent engendrer un mouvement ascendant de l'air, on peut, avec *G.-E. Curtis* (1), distinguer trois espèces de pluie : 1) *la pluie convective;* 2) *la pluie orographique* et 3) *la pluie cyclonique.*

La pluie convective est la pluie causée par le courant ascendant pendant les heures les plus chaudes de la journée. Le courant ascendant amène l'air, plus ou moins chargé de vapeur d'eau, près du sol, à des hauteurs plus ou moins considérables. Il se forme des Cumuli avec leur surface mamelonnée, qui croissent et se transforment en Cumulo-Nimbi, d'où se précipitent des averses de pluie. Cette forme de pluie est la plus fréquente dans les pays tropicaux pendant la saison pluvieuse, et aussi dans l'intérieur des continents des zones tempérées pendant l'été. Elle est rare, au contraire, sur la mer et au-dessus des cercles polaires, où la surface terrestre n'est pas assez réchauffée par l'insolation.

La pluie orographique provient de ce qu'un vent horizontal souffle perpendiculairement contre une côte élevée ou une chaîne de montagnes et est obligé de s'élever à cause de l'obstacle qui lui est opposé. Ainsi les pluies abondantes de la côte ouest de la Norvège naissent quand les vents humides venant de la mer rencontrent les Alpes scandinaves et sont obligés de monter le long de leurs pentes. De même les moussons de N.-E., généralement sèches, deviennent pluvieuses

(1) Analysis of the causes of rainfall with special relation to surface conditions. The American met. Journ. Oct. 1893.

en rencontrant les montagnes des côtes orientales de Ceylan, et, sous les alizés de l'océan Pacifique, les îles sont couvertes de forêts sur les versants orientaux et plus ou moins désertes sur les versants occidentaux.

La pluie cyclonique, enfin, est la pluie qu'amènent les dépressions barométriques ou les cyclones. Ce sont là nos pluies d'hiver de l'Europe.

Il est évident que ces causes peuvent agir simultanément, et une pluie peut, par exemple, être à la fois cyclonique et orographique.

On a longtemps considéré comme un fait acquis qu'il suffisait de la moindre raréfaction de l'air saturé de vapeur d'eau pour provoquer la formation du brouillard. Des expériences plus récentes ont démontré qu'il n'en est pas ainsi. Ces expériences prouvent que les poussières en suspension dans l'air sont une condition nécessaire pour la condensation. Elle s'effectuera d'autant plus facilement que l'air contiendra plus de poussières.

M. *Coulier* (1) a publié deux Mémoires sur cette question. Dans ses premières expériences, il employa d'abord un tube de zinc long de 3 m., plus tard une bouteille de verre contenant un peu d'eau. Un ballon de caoutchouc communiquait avec la bouteille; en le pressant, on comprimait l'air dans la bouteille; si on le laissait ensuite reprendre librement sa forme, l'air se raréfiait et il se formait du brouillard. Il constata cependant que ce phénomène ne se produisait pas toujours. En effet, il n'y avait pas condensation si on répétait l'expérience huit à dix fois de suite, ni si la bouteille était restée immobile durant quelques jours, ou qu'on eût agité la bouteille, ou enfin que l'air contenu dans la bouteille eût été filtré à travers de la ouate. De petites quantités de fumée de tabac, introduites dans de l'air filtré, le rendaient extrêmement favorable à la condensation. Mais en filtrant l'air par de la ouate, l'air

(1) *Journal de Pharmacie et de Chimie* (4), XXII, 1875, p. 165 et 254.

a perdu, par cette opération, les éléments qui rendaient la condensation possible.

De là M. *Coulier* a conclu *que la vapeur d'eau dont l'air est saturé, ne se condense pas sans la présence de poussières dans l'air.* Il constata que 0,00007 mgr. de poussières suffisent pour rendre actifs un à deux litres d'air (1).

Ces recherches de M. *Coulier* ont été répétées et confirmées par des expériences différentes et très variées de MM. *Mascart* (2), *Kiessling* (3) et *R. von Helmholtz* (4).

Mais ce sont M. *Aitken* (5), en Ecosse, et *Melander* (6), en Finlande, qui ont fait les recherches les plus importantes à cet égard. M. *Aitken* est le premier qui ait réussi à déterminer la quantité de poussière en suspension dans l'atmosphère. Pour cela il a inventé le Pocket Dust Counter (l'appareil de poche compte-poussière). Il se compose d'un réservoir cylindrique en laiton, fermé en haut et en bas par une plaque de verre. Sur la plaque inférieure est gravé un centimètre carré, divisé en carrés d'un millimètre. Cette échelle est fortement grossie par une lentille au-dessus de la plaque supérieure. Par des robinets on peut introduire dans le réservoir ou de l'air ambiant ou de l'air filtré. Le réservoir est aussi en communication avec une petite pompe pneumatique. En remontant le piston, l'air est raréfié et alors une ondée de gouttelettes tombe sur l'échelle. On note le nombre de gouttes tombées sur un certain carré, ou plutôt sur quatre carrés contigus. De là on peut calculer le nombre des gouttes contenues dans un centimètre cube d'air (7).

(1) Dans le second travail, M. *Coulier* relate des expériences qui semblent contredire l'hypothèse ci-dessus. Cependant ces expériences ne semblent pas être absolument concluantes.

(2) Optique III, p. 403.

(3) Die Dämmerungs-Erscheinungen im Jahre 1883, Hamburg, 1888.

(4) Wiedemann's Annalen, 27, 1886, p. 502.

(5) The Number of dustparticles in the atmosphère. Transactions, Edinb. XXXV, N° 1, et XXXVII, p. 17 et p. 62 1, et Proceed. Edinb. V. XVII, p. 193. Nature V. 37, 40, 41, 45.

(6) Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Helsingfors, 1897 (en français).

(7) Pour plus de détails nous renvoyons le lecteur au mémoire de M. *Melander*, p. 14.

On a trouvé une différence très grande suivant les lieux et les temps différents. Voici quelques-uns des premiers résultats obtenus par M. *Aitken*. Il trouve le nombre suivant de particules par cent. cube d'air :

Dehors, par la pluie, après une nuit de pluie. . . 32000
Dehors, par le beau temps, les jours secs 130000

Dans une chambre où brûlaient 2 flammes de gaz :

A 4 pieds du plancher 1860000
A 4 pieds du plafond. 5420000
Dans l'air au-dessus d'une lampe de *Bunsen* . . . 30000000

M. *Aitken* et M. *Melander* ont fait des observations en des points très différentes. Ils ont trouvé partout que le nombre de poussières dépend de la *direction du vent*. Voici quelques résultats :

Lieu	N.	N. E.	E.	S. E.	S.	S. W.	W.	N. W.
Torhola. . .	1342	3588	1846	2072	2367	6379	3760	4450
Loimola . .	1142	1077	744	1926	2518	1801	1249	955
Christiansund .	2988	5894	5891	5088	15250	3467	2961	3761
Ile Grip. . .	—	19200	9548	84313	20775	13983	1325	1671
Kingairloch .	1412	1041	2001	4004	1859	1617	940	1262
Righi	2698	3024	5550	2308	1884	1134	1913	2981

Les deux premières stations sont dans les forêts de Finlande, Christiansund est sur la côte de Norvège, l'île Grip à l'ouest de là en pleine mer, Kingairloch est en Ecosse et le Righi en Suisse.

M. *Melander* a trouvé à Biskra que le nombre moyen des poussières par le vent soufflant du désert est de 11016 et par le vent du nord-ouest, soufflant des montagnes, de 3448 par centimètre cube. Pendant une vraie tempête de sable du S. E. il a trouvé la quantité énorme de poussière de 30375.

On voit que le nombre de poussières paraît être plus grand quand le vent souffle de terre et moindre quand il passe sur les nappes d'eau. Mais, si l'on considère les « roses des pous-

sières » des différentes séries, on verra que les grandes quantités de poussières n'ont pas pour cause principale telle ou telle direction du vent ou le fait qu'il souffle de tel ou tel endroit habité; mais, au contraire, *qu'il vient de régions sèches.*

Le nombre des poussières augmente quand le vent vient d'un centre de haute pression. S'il remonte les flancs d'une montagne ou s'il a dû franchir de hautes montagnes, on obtient des chiffres très élevés.

M. *Aitken* a posé le principe suivant : Plus le vent est fort, moins le nombre des poussières est grand, et *vice-versâ.* Mais M. *Melander* pense que cela provient de ce qu'il est bien constaté que les vents de terre, sur les côtes ouest de l'Europe sont, en général, plus faibles que les vents venant du large.

Toutes les observations, sauf celles de Grip, sur un rocher en pleine mer, paraissent montrer que le nombre des poussières augmente avec la sécheresse de l'air. Cela se voit dans la variation diurne de ce nombre; les plus hauts chiffres ont été, en général, observés dans l'après-midi. Voici quelques résultats :

TORHOLA

Heure	7 a. m.	2 p. m.	9 p. m.
Nombre d'obs.	19	19	13
Moy.	1910	3836	2876

LOIMOLA

Heure	7 h. a. m.	Midi	2 p. m.	4 p. m.	9 p. m.
Nombre d'obs.	10	7	12	4	11
Moy.	1192	1242	1443	1457	1154

CHRISTIANSUND

Heure	11 a. m.	1 p. m.	5 p. m.	6 p. m.	7 p. m.
Nombre d'obs.	5	8	7	10	9
Moy.	3733	3191	3813	3150	2711

BEN NEVIS (Écosse)

Heure	1 a. m.	4 a. m.	7 a. m.	10 a. m.	1 p. m.
Moy.	736	526	576	551	950
Heure	4 p. m.	7 p. m.	10 p. m.	Moy.	
Moy.	1438	1035	1029	854	

Nous ne pouvons entrer ici dans de plus grands détails sur ces intéressantes recherches; mais on voit combien il est à désirer qu'elles soient poursuivies dans différentes parties du monde.

SOUS PRESSE

TROISIÈME LIVRAISON

CHAPITRE VII. — Distribution moyenne des éléments météorologiques à la surface du globe. — Températures, pression barométrique, vents, pluie, nébulosité, cartes indiquant la répartition de ces éléments.

CHAPITRE VIII. — Distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques.



LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météoroligique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

3me LIVRAISON

Fin du Tome I.

PARIS

GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES

DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,

Quai des Grands-Augustins, 55.

1907

CHAPITRE VII.

Distribution moyenne des éléments météorologique à la surface du globe.

La connaissance de la répartition des éléments météorologiques à la surface du globe appartient à la climatologie. Mais cette connaissance étant nécessaire pour l'étude de plusieurs des phénomènes les plus importants de la météorologie dynamique, il est utile de donner ici un aperçu historique succinct des principaux travaux qui ont conduit à la construction des cartes indiquant la répartition à la surface du globe des éléments météorologiques. Nous publions des spécimens de ces cartes d'époques différentes pour indiquer les étapes par lesquelles on est arrivé à l'état actuel de nos connaissances, mais il n'est pas possible de discuter ici des détails qui apartiennent plus spécialement à la climatologie.

1. Température.

Isothermes. La répartition de la chaleur sur le globe a été connue dans ses traits généraux depuis l'antiquité. Déjà *Eratosthène, Polybe* et *Strabon* en avaient entrevu la cause. Longtemps avant que l'on eût des thermomètres comparables, et une idée précise de la température moyenne d'un lieu, *Halley* jeta, en 1693 les premiers fondements d'une théorie de l'action calorifiante du soleil à différents degrés de latitude. Aux 18me siècle *Mairan* et *Lambert* ont publié des travaux théoriques analogues, mais c'est *Tobias Mayer* qui a fait un essai essentiellement différent de ceux que nous venons de citer, et, comme il dit luimême, une détermination de la chaleur moyenne, trouvée empiriquement par l'application de coefficients que fournissent les ob-

servations (1) La chaleur moyenne de deux endroits sous différentes latitudes étant donnée il calcule par une équation très simple la température de tout autre parallèl. Des considérations théoriques lui avait donné l'équation

$$t = a - b.\ \mathrm{Sin}^2\ \varphi$$

et il a calculé les constantes a et b des températures t observées à quelques stations situées à des latitudes différentes φ en Europe.

Les résultats étaient assez précis, lorsqu'on ne s'eloignait pas beaucoup en longitude des régions ayant fourni les coefficients empiriques, mais ont remarqua bientôt que les coefficients variaient d'une partie de la terre à une autre. Cependant l'équation de *Mayer* a joué un rôle important dans la construction des isothermes comme nous le verrons plus loin.

C'est *Alexandre von Humboldt* qui a le premier employé le nom *isothermes* et il a construit la première carte des isothermes de l'année en se basant sur des moyennes annuelles calculées avec les observations thermométriques faites dans les stations météorologiques des différents pays.

En étudiant la répartition géographique des plantes, il trouva que les phénomènes biologiques ne dépendent pas en première ligne de la latitude mais des »*parallèles isothermes*», (2) et dans ses *Prolegomena de distributione geographica plantarum* (Paris 1817) il donne un résumé de ses recherches sur la distribution de la chaleur sur la surface terrestre.

La même année il a publié son grand mémoire classique: *Des lignes isothermes et de la distribution de la chaleur sur le globe.* (3)

(1) De variationibus thermometri accuratius definiendis. Opera inedita. Ed. Lichtenberg 1775. I. p. 3—10. (Ce travail fut rédigé en 1755.)

(2) Sur les lois que l'on observe dans la distribution des formes végétales. Ann. de Chimie et de Physique I. Paris 1816, p. 209.

(3) Memoires de physiques et de chimie de la Société d'Arcueil. T. III. p. 462—602. — La carte des isothermes n'est pas publiée dans ce mémoire, mais dans les tirages à part, publiés comme mémoire indépendant. Elle a été reproduite en facsimile par M. G. Hellman dans ses Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus. N:o 8. Berlin 1897.

Voir aussi: *W. Meinardus:* Die Entwickelung der Karten der Jahres-Isothermen von Alexander von Humboldt bis auf Heinrich Wilhelm Dove. — Humboldt-Centenar-Schrift. Berlin 1899.

»La répartion de la chaleur sur le globe», dit-il »appartient à ce genre de phénomènes dont on connait depuis longtemps les circonstances générales, mais qui ne sauraient être déterminés rigoureusement ou soumis à un calcul exact, qu'autant que l'experience et l'observation fournissent les données dans lesquelles la théorie peut puiser les corrections des divers éléments qu'elle emploie. Le but de ce mémoire est de faciliter la réunion de ces données, d'offrir des résultats tirés d'un grand nombre d'observations inédites et de les grouper d'après une méthode qui n'avait point encore été essayée, quoique l'avantage qu'elle présente ait été reconnu depuis un siècle, dans l'exposition des phénomènes de la déclinaison et de l'inclinaison magnétique.

»Pour comparer à la chaleur moyenne des climats tempérées les résultats que nous avions obtenus, M. *Bonpland* et moi, dans les régions équinoxiales, depuis les plaines jusqu' à 5880 mètres de hauteur, je devais réunir un grand nombre de bonnes observations faites au-delà du parallèle de 30 à 35 degrés. Je m'aperçu bientôt combien cette comparaison était vague, si je choisissais des lieux placés dans le méridien des Cordillières, ou par une longitude beaucoup plus orientale. J'entrepris dès lors de discuter les résultats consignés dans les ouvrages les plus recents. Je tàchai de trouver de dix en dix degrés de latitude, mais sur des méridiens différents, un petit nombre de lieux dont on connut avec précision la température moyenne. Ce sont autant de points fixes par lesquelles je fais passer mes *lignes isothermes* ou *lignes d'égale chaleur.*» — — —

»Je trouvai, qu'il en est d'un grand nombre de températures moyennes indiquées dans les tableaux météorologiques, comme de ces positions astronomiques que l'on adopte sans les discuter. Tantôt les résultats sont en contradiction directe avec les observations les plus récentes; tantôt il est impossible de découvrir d'où ils sont tirés. Beaucoup d'observations, et, même de très bonnes, ont dû être rejetées, par la seule raison que la hauteur absolue du lieu dans lequel elles ont été faites, est restée inconnue.»

Il a d'abord soumis à un judicieux examen critique les différentes séries d'observations, la manière d'établir les moyennes mensuelles et annuelles, et les méthodes pour réduire les obser-

vations au niveau de la mer. Aprés ce travail d'examen il lui est restó 58 stations dont il a réproduit les moyennes dans un tableau: »*Bandes isothermes et distribution de la chaleur sur le globe*». Ces moyennes lui ont servi à la construction de la carte (Pl. XXIII). (Températures centigrades.)

»Rassuré» dit-il »sur la précision des moyennes numériques, j'ai tracé sur une carte les lignes isothermes analogues aux lignes d'inclinaison et de déclinaison magnétique: je les ai considérées à la surface de la terre dans un plan horizontal, et sur la pente des montagnes dans un plan vertical. J'ai examiné l'accroissement de la température du pôle à l'équateur, inégal sous différents méridiens.» — — —

Il admet que l'équateur a partout la même température moyenne de 27°,5. Mais il remarque qu'il faut remonter plus loin vers le nord en Europe, pour »trouver la même quantité de chaleur» annuelle qu'en Amérique, et »il n'est pas douteux que les lignes isothermes se relèvent au delà des montagnes-Rocheuses, sur les côtes opposées à l'Asie entre les 35° et 55° de latitude. Aux considérations que j'ai indiquées dans mon ouvrage sur le Mexique, se joignent aujourd'hui les observations du capitaine *Lewis* et de quelques autres voyageurs anglo-américains qui ont passé l'hiver sur les bords du Columbia.» — — — »En avançant de l'Europe vers l'Est, les lignes isothermes s'abaissent de nouveau: le nombre des points fixes est rare.» — — — »Le peu de bons matériaux que nous avons, nous a rendu possible de tracer les courbes de 0° et de 15°. Nous connaissons même les noeuds de la dernière courbe autour du globe entier: elle passe au nord de Bordeaux (latitude 45°—46°, longitude 2° 57′ W.), près de Pekin (lat. 39° 54′, long. 114° 7′ E.), et le cap Foulweather, au sud de l'embouchure du Colombia (lat. 44° 40′, long. 106° 20′ W.): ses noeuds sont éloignés au moins de 162° en longitude. Nous n'indiquons ici que les lois empiriques sous lesquelles se rangent les phenomènes généraux et les variations de température qui embrassent à la fois une vaste étendue du globe. Il existe des *inflexions partielles* des lignes isothermes qui forment pour ainsi dire des systèmes particuliers, modifiés par de petites causes locales.» — — —

»Il sera utile un jour de tracer sur des cartes spéciales, ces

inflexions partielles des lignes isothermes qui sont analogues aux lignes de sonde ou d'égale pente. L'emploi des moyennes graphiques jettera beaucoup de jour sur des phenomènes qui sont du plus haut intérêt pour l'agriculture et pour l'état social des habitants.»

Humboldt a reconnu aussi qu'il y a une »différence entre les hivers et les étés, en suivant de l'ouest à l'est une même ligne isotherme».

»Les différences entre les saisons de l'année sont moins grandes», dit-il, »près les sommets convexes des courbes isothermes, là ou ces courbes se relèvent vers le pôle nord, que près des sommets concaves. Les mêmes causes qui influent sur le relèvement ou la plus grande courbures des lignes isothermes, tendent aussi à égaliser les températures des saisons. L'Europe entière, comparée aux parties orientales de l'Amérique et de l'Asie, a un climat insulaire, et sur une même ligne isotherme, les étés deviennent plus chauds et les hivers plus froids, à mesure qu'on avance vers l'est ou vers l'ouest. L'Europe peut être regardée comme le prolongement occidentals de l'ancien continent, et les parties occidentales de tous les continents ne sont pas seulement plus chaudes à égales latitudes géographiques, que les parties orientales, mais même dans les zones d'égale température annuelle les hivers sont plus rigoureux, et les étés plus chauds sur les côtes orientales que sur les côtes occidentales des deux continents.»

Il a bien distingué »*le climat des côtes*» du »*climat continental*». Il a aussi étudié »les lignes d'égale température hivernales» (»lignes isochimènes») et celles »d'égal été» (»lignes isothères»). Il a trouvé que les lignes isochimènes »loin de coïncider avec les lignes d'égale chaleur annuelle, oscillent autour d'elles et s'écartent bien plus des parallèles terrestres, que les lignes isothermes». — — — »Les lignes isothères suivent une direction exactement contraire à celles des courbes isochimènes.» — — — »Il est assez remarquable que les inflexions des lignes isothères, et la repartition des terres et des mers sont telles sur le globe, que partout, dans l'Amérique septentrionale, en Europe et dans l'Asie orientale, la température moyenue des étés ne s'écarte guére de 20° sur les parallèles de 45° à 47°.

Il a donné des tableaux, mais il n'a pas publié les isochimènes et les isothères. Il s'est contenté d'ajouter aux lignes iso-

thermes près de leurs sommets, l'indication des températures moyennes d'été et d'hiver. Par exemple il a noté en Amérique à l'ouest de Boston $\left(\frac{-1^0}{+23^0}\right)$ en Angleterre $\left(\frac{+3^0}{+17^0}\right)$ etc.

Après *Humboldt* c'est *L. M. Kämtz* qui a publié une carte des isothermes de l'année. On la trouve dans son Cours de météorologie *(Lerbuch der Météorologie. Halle 1832. T. II).* Nous l'avons reproduit ici en facsimile (Pl. XXIV). Les courbes pointillées representent les géoisothermes du sol selon *Kupffer.* (1)

Kämtz a employé les observations, de 145 stations. Cependant il n'a pas tiré les lignes directement d'après les moyens de ces stations. Pour éliminer des irrégularité plus ou moins locales il a employé la formule de *Tobias Mayer*

$$t = a - b. \text{ Sin}^2 \varphi.$$

A l'aide du calcul des moindres carrés il a déterminé les constants a et b pour plusieurs méridiens, et il a depuis calculé les températures t des différentes latitudes φ le longue de ces méridiens. Enfin ces températures lui ont servi a tracer les isothermes.

En comparant cette carte avec celle de *Humboldt* on trouve un progrès notable. Entre les tropiques les isothermes ne sont plus toutes droites et sur l'Atlantique on remarque l'influence des courants de la mer qui relèvent les isothermes vers les côtes nord ouest de l'Europe et les dépriment vers le Sud sur les côtes de l'Amérique.

Déjà en 1820 *David Brewster* avait conçu l'idée que les pôles ne sont pas les points les plus froids du globe. (2). En étudiant les isothermes de *Humboldt* et en voyant qu'elles se relèvent vers le pôle sur les côtes occidentales et s'abaissent vers l'équateur sur les côtes orientales des continents, il établit leur analogie avec des lemniscates et il calcula qu'il devait exister *deux*

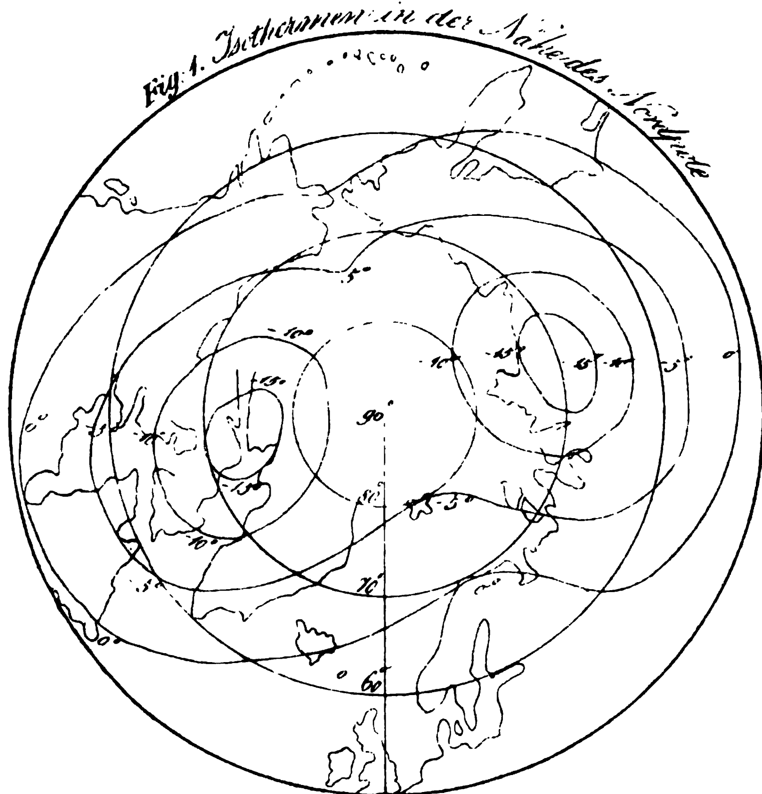
(1) Über die mittlere Temperatur der Luft und des Bodens auf einige Punkten des östlichen Russlands. Poggendorfs Ann. 1829. — Dans ce mémoire Kupffer a donné aussi des isothermes qui diffèrent un peu de celles de Humboldt sur l'Europe.

(2) Observations on the meam temperature of the globe. Trans. Roy. Soc. Edinb. 1820.

pôles de froid à des latitudes élevées au nord des parties orientales des deux continents.

Kämtz trouva une confirmation de ce resultats dans les courbures singulières de ses isothermes de —5° en Asie et en Amérique. Il donne même la petite carte fig. 16 qui indique la situation de ces pôles de froid.

Fig. 16.



Nous avons à présent à considérer deux cartes de *W. Mahlmann* de 1836 (1) et de 1840 (2) et deux autres de *H. Berghaus*

(1) James Forbes: Abriss einer Geschichte d. neueren Fortschritte u. d. gegenwärtigen Zustandes der Meteorologie. Übersetzt und ergänzt von W. Mahlmann. Berlin 1836.

(2) Mittlere Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Doves Repert. d. Physik IV. 1841.

de 1838 et 1849.(1) Nous donnons la première en facsimile (Pl. XXV) et une copie des isothermes de la dernière (Pl. XXVI).

On voit que la carte de *Mahlmann* de 1836 ne diffère pas beaucoup de celle de *Kämtz* tandis que la carte de *Berghaus* de 1849 fait voir un progrès notable. Elle contient pour la première fois les isothermes de l'hémisphère australe, quoique le manque d'observations n'ait permis de les tracer que d'une manière approximative.

Sans discuter les détails climatologiques, qui n'entrent pas dans le cadre de l'ouvrage qui nous occupe, nous remarquons que c'est *Mahlmann* qui a l'honneur d'avoir le premier discuté systematiquement dans son memoire »*Mittlere Vertheilung etc.*« toutes les conditions nécessaires pour qu'on obtienne des observations de la température exactes et comparables. Il discute les erreurs instrumentales, y compris les déplacements du zéro des thermomètres, leur exposition, la détermination de la température moyenne diurne par des observations faites à des heures différentes, la réduction des observation au niveau de la mer, et la nésessité de réduire les différentes séries d'observations aux mêmes années, (une moyenne de dix années p. e. n'étant pas comparable avec une moyenne de dix autres années).

D'un autre coté *Berghaus* a le premier considéré, en traçant les isothermes, les observations faites sur mer, et les a discutées dans son travail »*Allgemeine Länder und Völkerkunde*«.(2)

Nous arrivont maintenant aux travaux fondamentaux de *H. W. Dove*. Son travail classique: *Sur les variations non- périodiques de la distribution de la température à la surface terrestre*(3) est, comme il dit, un histoire thermique de l'air depuis l'année 1729. Il trouva que les exès de la température au dessus ou au dessous de la température normale s'étendent sur de grandes régions et sont compensés par des variations en sens contraire en d'autres parties de la terre. Nous n'entrerons pas ici dans une discussion des résultats concernant les changements du temps

(1) Physikalischer Atlas. Gotha 1838. 2te Auflage 1849.

(2) Stuttgart 1887.

(3) Ueber die nichtperiodischen Veränderungen der Temperaturvertheilung auf der Oberfläche der Erde. Abhandl. d. Akad. d. Wiss. in Berlin 1838—58 et Klimatologische Beiträge II. Berlin 1869.

dépendants de la lutte continuelle des courants »polaire» et »équatorial» qu'il a déduits de ce travail et exposé dans son ouvrage célèbre »*Lois des Tempêtes*» que nous avons analysé plus haut. Nous indiquons seulement qu'ayant trouvé, que les variations non-preriodiques sont simultanées sur de grandes parties de la terre, il a pu réduire une serie d'observations, d'un petit nombre d'années, à la même période qu'une serie plus longue faite à une station située dans la même zone climatérique, comme l'avait proposé *Mahlmann*. De cette manière le nombre de stations, dont il put se servir, fut notablement augmenté, et il a construit ses premières cartes des isothermes en employant les observations de 900 stations. Mais ses études préliminaires l'avaient amené à reconnaître aussi que les isothermes de l'année ont peu d'importance. Deux stations ayant la même température annuelle présentent souvent des climats tout à fait différents. Il faut donc en première ligne étudier de quelle manière est formée cette température annuelle, c'est à dire déterminer *les moyennes mensuelles* dont la température annuelle est la moyenne.

Les premières cartes des *isothermes mensuelles* ont été publiées par *Dove* en 1848.(1) Quatres années plus tard en 1852 il fit paraître son ouvrage justement célèbre: *Sur la distribution de la chaleur à la surface de la terre.* (2) Nous réproduisons ces cartes de janvier et de juillet. (Pl. XXVII, XXVIII.

D'après ces cartes on vit pour la première fois nettement la grande différence entre le *climat continental* avec son hiver rigoureux et son été très chaud et le *climat maritime* avec son hiver doux et son été relativement froid. (3) On voit aussi l'influence des courants de mer près des côtes des continents.

Les *isothermes de l'année,* dont nous donnons une copie Pl. XXIX, ne sont pas tracées d'après les observations directes. Il a déterminé pour chaque dixième de dégré la température de chaque mois d'après les cartes mensuelles. Puis il a calculé la température de l'année pour chacun de ces points, et établi les lignes isothermes annuelles à l'aide de ces températures.

(1) Temperaturtafeln nebst Bemerkungen über die Verbreitung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin 1848.

(2) Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. — Berlin 1852.

(3) Il est a regretter que Dove ait toujours employé les dégrés Réaumur, ce qui a amené beaucoup de confusion et beaucoup de travail inutile.

L'existence des *deux pôles de froid,* admise par *Brewster* et *Kämtz,* fut niée par *Dove.* En 1855 et en 1864 il a publié des cartes nouvelles des isothermes en projection polaire. (1) D'après ces cartes il constata que l'isotherme la plus froide de l'année — 12° R. forme à peu près une ellipse avec le grand axe situé entre l'embouchure de la Léna en Sibérie et celle de la Great Fish River en Amérique. Ainsi la partie la plus froide se trouve entre le pôle et le détroit de Behring.

L'isotherme de janvier la plus froide — 32° R. forme deux ovales, l'un dans l'intérieur de la Sibérie autour de Jakoutsk, l'autre sur la Mer Glaciale entre l'embouchure de la Jana et l'île Mellville dans l'archipel arctique de l'Amérique.

L'isotherme de juillet la plus froide + 2° forme un triangle ayant ses sommets au détroit de Behring, à la Baie de Baffin et à la Mer de Kara.

Dove explique ce fait, que la partie la plus froide de la terre se trouve entre le pôle et le détroit de Behring, par la configuration des continents. D'un coté l'Atlantique est ouvert vers le nord et les eaux relativement chaudes du Gulfstream pénétrant dans l'océan Glacial amènent une température assez haute à des latitudes élevées; d'un autre coté dans le Pacifique les îles Aléoutiennes barrent le chemin aux eaux chaudes du Kuro Siwo de sorte que la mer de Behring est très froide.

Avec les travaux de *Dove* on peut dire que la distribution de la chaleur à la surface terrestre est connu dans ses traits généraux. Depuis ce temps le nombre de stations météorologiques a été considérablement augmenté. Par le développement du réseau russe nos connaissance des conditions météorologiques du continent asiatique sont très élargies. Le magnifique service météorologique de l'Inde, ceux de l'Amérique du Nord de l'Australie, de l'Argentine, du Cap de Bonne Espérance, etc., les expéditions aux régions polaires et sur les Océans ont peu à peu augmenté nos connaissances. Aussi plusieurs travaux spéciaux ont

(1) Die Verbreitung der Wärme in der nördlichen Hemisphäre innerhalb des 40. Breitengrades. Berlin 1855. — Die Monats und Jahresisothermen in der Polarprojection nebst Darstellung ungewöhnlicher Winter durch thermische Isametralen. — Berlin 1864.

été publiés sur la distribution de la chaleur sur le globe terrestre et chaque nouvelle édition des différents cours de météorologie parus pendant les 40 ans écoulés depuis les dernières cartes de *Dove* a été accompagnée de cartes nouvelles de plus en plus exactes des lignes isothermes. Nous en avons de M. M. *Buchan, van Bebber* et *Köppen, Hann, Mohn, Scott, Supan, Teisserenc de Bort, Woeikof* et plusieurs autres. Nous en réproduisons ici quelques unes des plus importants pour différents pays.

Parmi les cartes d'isothermes nous devons mentionner particulièrement celles de M. *Buchan*. Dans son *Handy book of Météorology, 2me Ed. 1868* il a publié les isothermes de l'année réproduites ici Pl. XXX, et trois annés plus tard les isothermes de janvier et juillet données sur les Pl. XXXI et XXXII. (1)

En 1889 il a publié les isothermes pour chaque mois et pour l'année. (2) Nous donnons ici les cartes pour les mois de janvier et de juillet et l'année, (Pl. XXXIII, XXXIV et XXXV). Ces cartes ont été publiées de nouveau dans le *Bartholomew's Physical Atlas. Vol. III. 1899* et sont considérées en Angleterre comme normales.

Les cartes des isothermes les plus employées en France et en Suède sont celles de M. *Teisserenc de Bort,* (3) Elles son reproduites ici, Pl. XXXVI—XXXIX).

En Allemagne les cartes les plus usitées sont celles de M. *Hann*. Nous donnons ici ses isothermes de l'année (Pl. XL) publiées dans la nouvelle édition du *Berghaus Physikalischer Atlas* et les cartes des isothermes de janvier et de juillet, parnes dans son *Lehrbuch der Météorologie* 1901 et 1906. (Pl. XLI, XLII).

Enfin pour la région autour du pôle nord M. *Mohn* à donné les cartes isothermes pour chaque mois en employant les observation de toutes les stations les plus boréales et de plusieurs expéditions arctiques en première ligne celles qui ont été obtenues pendant l'expédition de M. *Nansen*. (1) (Pl. XLIII).

(1) Introductory Text-Book of météorology. Edinburgh and London 1871.

(2) Report on the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. — Physics and Chemistry. Vol. II. Part V. Report on atmospheric circulation by Alexander Buchan. 1889.

(3) Nouvelles cartes d'isothermes et d'isobares moyennes à la surface du globe en janvier, mars, juillet, octobre. — Ann. du Bureau Centr. météorol. de France. Année 1881. IV. météorolgie générale. Paris 1883.

En hiver nous avons trois pôles de froid; l'un en Sibérie, un autre dans l'intérieur du Groenland, tout à fait couvert de glace, et le troisième au pôle même.

En été nous avons une température très élevée en Sibérie, mais les deux autres pôles de froid restent sur place.

Il est pourtant probable que la température de l'intérieur du Grœnland en juillet est moins basse que l'admet M. *Mohn*. Pendant l'expédition de *E. A. Nordenskiöld* en juillet 1883 la température était en général + 2° à + 8° jusqu'à une hauteur de 750 m. Il y constata de grands lacs et des torrents magnifiques entourés de bords abrupts de glace transparente qui l'obligèrent à faire de grands détours. Quand les nuits commencaient à devenir plus longues le froid fut assez fort le matin, mais encore le 22 juillet à une hauteur de 1,500 m. la glace était converte de neige fondante, et ce n'est qu' à une altitude de 2,000 m. environ que les riviéres ont cessé de couler et le thermomètre est resté continuellement au dessous de zéro.

Isanomales. Lorsque Dove a publié, en 1852, son Atlas des isothermes de l'air à la surface du globe, il a figuré sur les cartes mensuelles les portions de la terre où la température était, au dessus ou au dessous de la température moyenne à la même latitude Les lignes d'égale différence furent nommées par lui *isanomales.* (2)

Les documents dont pouvait disposer Dove étant insuffisants pour bien de régions, plusieurs météorologistes ont repris cette étude, en précisant la configuration et l'intensité de ces anomalies.

En 1879 M. *Teisserenc de Bort* a publié une *Étude sur la distribution relative des températures et des pressions moyennes* (3) et deux années plus tard *Wild* a donnée pour l'Empire russe et une grande partie de l'Europe (4) les isanomales pour janvier, avril, juillet et obtobre. Nous donnons ici les isanomales de M. *Teisserenc de Bort* pour janvier et juillet corrigées un peu sur l'Asie septentrionale d'après les cartes de *Wild.* (Pl. XLIV).

(1) The Norwegian north polar expédition. VI. Mohn: Météorology. Christiania 1905.

(2) Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. Berlin 1852. Charte IV.

(3) Anm. du Bureau Central Météorol. de France pour 1878. T. IV.

(4) Temperaturverhältnisse des Russichen Reichs. Petersburg 1880. Atlas.

Plus tard M. *Spitaler* (1) en Autriche et M. *Batchelder* (2) en Amérique ont calculé de nouveau les températures moyennes des latitudes et tracé des lignes isanomales nouvelles.

Le tableau suivant donne la température des latitudes d'après les calculs de ces savants. (3) Pour les 60°, 70° et 80° Lat. S. les nombres sont ceux qu'a déterminés M. *Hann* (4) en tenant compte des résultats des expéditons antarctiques les plus récentes.

Lat.	Terre (5) en %	Temp. moy. de l'année Spitaler.	Batch.	Janvier moy. de Spitaler et Batchelder	Juillet	Diff.
N.						
90°	—	— 20°.0	— 20°.0	(— 38.0)	(0°.0)	38°.0
80°	22	— 16.5	— 16.9	— 33.5	1.8	35.3
70°	55	— 9.9	— 10.2	— 26.0	7.0	33.0
60°	61	— 0.8	— 1.2	— 15.8	14.0	29.8
50°	56	5.8	5.8	— 7.0	18.1	25.1
40°	46	14.0	14.0	4.9	24.0	19.1
30°	43	20.3	20.3	14.6	27.3	12.7
20°	33	25.6	24.9	21.9	28.3	6.4
10°	24	26.4	27.1	25.8	26.9	1.1
Equ.	22	25.9	26.6	26.4	25.6	0.8
S.						
10°	20	25.0	25.7	26.3	23.9	2.4
20°	24	22.7	23.3	25.4	20.9	5.4
30°	20	18.5	18.3	21.8	14.6	7.2
40°	4	11.8	12.2	15.5	0.0	6.6
50°	2	5.9	5.3	8.3	2.9	5.4
60°	0		— 2.0	3.2	— 7.6	(10.8)
70°	?		— 11.5	— 0.8	— 22.2	(21.4)
80°	?		— 19.8	— 6.5	— 31.5	(25.0)

(1) Die Wärmevertheilung auf d. Erdoberfläche. Denkschr. d. Wien. Akad. T. 51. 1885. — et Die Temperaturanomalien auf der Erdoberfläche. Pet. Geogr. Mitth. 1887.

(2) American Météorological Journal. March 1894.

(3) Pour ces calculs M. *Batchelder* a employé les cartes des isothermes de M. *Buchan* et M. *Spitaler* celles de M. *Hann* dans l'atlas de *Berghaus*.

(4) Lehrbuch der Meteorologie 2te Aufl. Leipzig 1906. Voir aussi: Passerat: La température du pôle S. Ann. de Geogr. 1904.

(5) Rapport de la surface des terres á celle des océans à la latitude considéré.

Les températures des deux hémisphères et celles du globe entier ont été calculées par M. *Hann* d'après toutes les observations valables dont il a pu disposer, et il a trouvé les nombres suivants:

	Janvier	Juillet	Amplitude	Année
Hémisph. boréal	8°.0	22°.5	14°.5	15.2
» austral	17 .3	10 .3	7 .0	13.6
La terre.	12 .6	16 .4	3 .8	14.4

Ainsi 1) l'hémisphère austral a un climat plus maritime que l'hémisphère boréal.

2) L'ensemble du globe a une température plus haute en juillet qu'en janvier, fait indiqué déjà par Dove.

3) L'hémisphère boréal est plus chaude que l'hémisphère austral.

Les isanomales de M. *Batchelder* (en dégrés Fahrènheit) ont été réproduites dans *Bartholomew's Meteorological Atlas.*

Les cartes des isanomales, construites par M. *Köppen,* d'après les nombres de M. *Spitaler* ont été publiés dans le Cours de Météorologie bien connu de M. *Hann.*

Nous parlerons plus bas de la relation importante entre les isanomales et les isobares trouvée par M. *Teisserenc de Bort.*

Amplitudes annuelles. Nous réproduisons ici (Pl. XLV) la carte des amplitudes annuelles selon MM. *Supan* et *Wild,* publiée par M. *Hann* dans l'Atlas de *Berghaus.* La carte fait voir nettement la différence entre les climats continentaux et maritimes.

Cartes spéciales. Une mappemonde de quelque valeur est formée en rapprochant les cartes spéciales de différents pays. C'est la même chose pour les cartes météorologique récentes. Dans presque tous les services météorologiques du monde on a construit des cartes des isothermes. Nous en avons des différents états de l'Europe, des États-Unis, de l'Inde Anglaise, de l'Australie etc. Un grand nombre de ces cartes se trouvent dans les grands Atlas météorologiques de MM. *Berghaus* et *Bartholomew.*

Nous donnons ici comme spécimens les isothermes et les isa-

nomales de l'Empire Russe publiées par *H. Wild* en 1881,(1) les isothermes de la péninsule Ibérique par M. *L. Teisserenc de Bort* en 1880 (2) et les isothermes et les isanomales du nord de l'Europe par M. *N. Ekholm.* (3) Nous aurons besoin de ces cartes plus tard en discutant les types d'hiver en Europe.

L'Atlas de *Wild* contient les isothermes et les isanomales de l'Empire Russe, des pays Scandinaves et de la plus grande partie d'Allemagne et d'Autriche pour chaque mois et pour l'année. — Nous donnons ici les isothermes et les isanomales pour janvier et juillet (Pl. XLVI—XLIX).

Les cartes pour janvier nous font voir nettement la différence considérable qui existe entre le pôle de froid, aux environs de Werkochansk au bord de la Léna sous le cercle polaire, et le climat maritime extrême des côtes norvégiennes. Sous le cercle polaire nous trouvons — 48° d'un coté et 0° à l'autre, et la carte des isanomales donne — 28° en Sibérie au pôle de froid et + 21° sur la côte norvégienne. Toutes les nappes d'eau produisent un *exhaussement* de température.

Les cartes de juillet au contraire montrent comment les étés sont plus chauds dans l'intérieur du continent que sur les côtes. Les différences sont pourtant beaucoup moins sensibles qu'en hiver. La carte des isanomales présente le plus grand exès + 7° dans la Sibérie orientale et en Laponie; le déficit le plus grand — 4° se trouve sur la mer de Kara, la mer d'Okhotsk et la mer du Japon. Toutes les nappes d'eau accusent en leur voisinage une *dépression* notable de la température.

Les cartes de M. *Teisserenc de Bort* pour la péninsule Ibérique (Pl. L) portent sur une région bien limitée, si on la compare aux grands continents, mais elle présente un grand avantage, celui de posséder d'une manière nette les caractères de la température, de la pression et de la circulation de l'air sur les continents, cette région offre sur une petite surface l'image réduite

(1) Temperaturverhältnisse des Russischen Reichs mit Atlas. Petersburg 1881. — Une nouvelle édition de ces cartes est publiée par M. *Rykatchev* dans l'Atlas Climatologique de l'Empire de Russie. Saint Pétersbourg 1900.

(2) Étude de la circulation atmosphèrique sur les continents. — Ann. du Bureau Centr. Mét. 1879.

(3) Sveriges temperaturförhållanden jämförda med det öfriga Europas. Le journal »Ymer«. Stockholm 1899.

des phénomènes de l'Asie ou de l'Amérique, et sa position sur le globe la fait échapper en grande partie aux effets de la circulation d'ensemble, en sorte que les divers éléments, température, pression, vent, réagissent les uns sur les autres sans être trop influencés par les grands centres d'action que présente l'atmosphère. De plus l'Espagne est entouré d'eau de presque tous les côtés et présente une forme à peu près quadrangulaire, en sorte que les phénomènes y affectent une grande symétrie.

Les isothermes de janvier présentent sur la Péninsule Ibérique des inflexions très accusés et suivent pour ainsi dire la forme du continent; la température est la même à la Corogne par 43° de latitude et à Grenade par 37°, et les isothermes s'infléchissent sur le versant méditerranéen, de façon qu'une même isotherme, celle de 9° par exemple, fait prèsque intièrement le tour de l'Espagne. Sur la Méditerranée les températures les plus élevées se trouvent au sud, c'est à dire au large de la côte d'Algerie. Sur l'Algérie une ligne dirigée vers le sud coupe successivement les isothermes de 13°, de 12°, de 11° et enfin de 10° sur les hauts plateaux.

En juillet les isothermes sont presque partout parallèles aux côtes. La plus haute température se trouve au sud du centre entre Madrid et Séville. Les températures les plus basses règnent sur l'Océan au NW de la Corogne.

Les cartes de M. *Ekholm* (Pl. LI—LIV) donnent d'un coté les isothermes en noir, et en brun les isothermes telles qu'elles seraient si les différentes latitudes avaient leurs températures moyennes, calculées d'après les moyennes des valeurs de MM. *Spitaler* et *Batchelder*. Pour chaque point d'intersection de ces deux systèmes de lignes on a immédiatement l'anomalie thermique, et d'après ces valeurs il a tracé les isanomales.

En janvier la température diminue en général de l'ouest vers l'est en Europe et les isothermes vont du N au S, surtout dans la partie occidentale, et même à l'est en Russie leur direction est du NW au SE. C'est la différence termique entre la mer et le continent qui prédomine.

Toutes les nappes d'eau sont plus chaudes que les terres environnantes. Il y a deux centres de froid très accentués. L'un

de — 16° au nord de la Laponie, l'autre de — 11° au SE des montagnes du Dovre Fjeld.

Dans ces régions on observe souvent des minima excessifs de — 40° à — 50°. Entre ces deux centres de froid la température est très élevée entre Drontheim et Sundsvall au bord du Golfe de Bothnie.

La distribution de la température reste à peu près la même pendant chaque hiver, froid ou chaud. Pendant l'hiver très froid 1880—81 le centre de froid en Laponie avait une température moyenne de — 24° en janvier, le centre plus méridional — 17°. La température de — 3°.5 règnait sur le Skagerack et celle de — 4° à — 5° sur la Baltique. L'hiver suivant a été doux. Les deux centres de froid sont pourtant resté sur place avec les températures — 10° et — 7°. L'isotherme de + 4 passait sur le Skagerack et celle de + 2° sur la Baltique.

L'isanomale la plus haute du monde + 27° existe sur la mer au large de Lofoden.

En été la terre est partout plus chaude que la mer ou les lacs environnants. L'isanomale la plus haute + 6°.5 se trouve en Laponie à la même place que le centre de froid se trouve en janvier. En effet, la température moyenne de juillet + 15°, est la même qu'à Edinburgh et sur la côte NW du Danemarc.

Marche annuelle des isothermes. Si la terre était une sphère à surface uniforme, il est clair que les isothermes se déplaceraient parallèlement aux degrés de latitude et que chaque isotherme oscillerait selon les saisons entre deux degrés. Mais, comme nous l'avons vu plus haut, pendant l'hiver et au commencement du printemps, les côtes de l'Océan sont plus chaudes que l'intérieur du pays, tandis que vers l'été, la température s'élève plus rapidement dans l'intérieur que près des côtes. Par conséquent, il est clair que les isothermes de 0° doivent se mouvoir tout autrement que ceux de 12° par exemple.

Une connaissance générale de la marche des différentes isothermes ne laisserait pas d'ailleurs d'avoir aussi un assez grand intérêt pratique surtout pour les recherches phénologiques: les phénomènes du règne végétal, de l'agriculture, de l'arrivée et du départ des oiseaux voyageurs, etc.

Pour le nord de l'Europe la marche des isothermes du printemps a été étudiée par M. *Hildebrandsson* (1) et celle de l'automne par M. *Högbom.* (2) (Pl. VL).

Pour déterminer la position successive des isothermes on a procédé de la manière suivante. A l'aide des moyennes mensuelles d'environ 120 stations choisies on a dessiné à grande échelle la courbe de la température annuelle et extrait de ces diagrammes les jours où la courbe a coupé les lignes des dégrés 0°, 3°, 6°, 9° et 12°. Cette méthode n'est évidemment que d'une exactitude limitée. Mais bien que nous n'ayons ici qu'une première approximation, les cartes nous fournissent un aperçu général du phénomène. Nous reproduisons ici les cartes dressées pour 0° et + 12°. Au printemps les isothermes de 0° s'étendent presque en ligne droite du N au S dans l'Europe occidentale et se meuvent de l'W à l'E. A l'intérieur du continent, elles se replient à angle droit, de sorte que dans l'Europe orientale, elles s'étendent de l'ouest à l'est et avancent du S au N. Si l'on ne tient pas compte de l'influence des montagnes en certains endroits, surtout autour des Alpes et des montagnes Scandinaves, ces isothermes ont donc la forme d'une équerre à angle droit étendant ses côtés au Nord et à l'Est et avancant son sommet du SW au NE.

L'isotherme de 12° au contraire est dirigée en somme de l'WSW à l'ENE et s'avance assez parallèlement à elle-mêmes vers le NNW jusqu'à ce que vers le 10 juillet elle arrive à sa limite septentrionale sur les côtes de Norvège entre Lofoden et Vardö.

En comparant la marche des isothermes automnaux à celle des isothermes du printemps, on trouve qu'en général il y a une certaine correspondance entre les unes et les autres, de sorte que les isothermes occupent successivement et en ordre inverse les mêmes positions. Cependant on voit qu'il y a des différences notables dans cette marche des isothermes des deux saisons, qui viennent de ce que certaines régions de l'Europe ont un climat maritime ou continental plus prononcé dans l'une de ces saisons que dans l'autre.

(1) Marche des isothermes au printemps dans le nord de l'Europe. Acta Soc. Reg. Scient. Upsal. 1880.

(2) Marche des isothermes en automne dans le nord de l'Europe. Acta Soc. Reg. Scient. Upsal. 1883.

Tandis que sur le continent, les isothermes se déplacent toujours avec une uniformité surprenante, leur marche est lente dans l'ouest de notre région, et la plus lente pour les températures élevées. Ce fait s'explique naturellement, si l'on considère que l'amplitude annuelle de la température est plus petite, et par conséquent l'élévation et la baisse plus lentes sur les côtes qu'à l'intérieur du continent. C'est pourquoi les isothermes de 12° p. e., étant retardées à l'ouest, prennent sur les côtes une direction du SW au NE au printemps; C'est tout le contraire qui a lieu sur les côtes de la Baltique, la température de la mer restant haute en automne.

Comme les isothermes marchent uniformément du S au N au printemps et du N au S en automne, dans l'Europe orientale, et dans l'Europe occidentale de l'W à l'E et de l'E à l'W respectivement, il doit exister une ligne le long de laquelle le froid se transporte du NE au SW en automne, et la chaleur du SW au NE au printemps. Cette ligne coïncide avec celle qu'on a appelée *l'axe continental* de l'Europe, et qui passe approximativement par Berlin et St. Pétersbourg.

De ce qui précède il s'ensuit que sur le continent toutes les isothermes vont avec une vitesse presque constante, tandis que le long des côtes les températures élevées vont plus vite que les températures basses.

Comme specimens nous indiquons le temps nécessaire à chaque dégré de température pour se déplacer entre les stations suivantes:

		Printemps	Automne
1.		Astrakan—Arkangel.	Arkangel—Astrakan.
	12°	47 jours	40 jours
	9°	46 »	37 »
	6°	55 »	37 »
	3°	45 »	38 »
	0°	41 »	38 »
2.		Bornholm—Haparanda.	Haparanda—Bornholm.
	12°	12 jours	34 jours
	9°	23 »	38 »
	6°	33 »	40 »
	3°	39 »	47 »
	0°	50 »	70 »

Chaque phénomène du règne végétal se montre d'ordinaire à une température déterminé. Aussi, en comparant le temps qui s'écoule pour que les différents phénomènes avancent d'un dégré de latitude le long des côtes suèdoises de la Baltique où l'altitude est presque toujours constante, on voit que la plus grande vitesse se trouve au milieu de l'été alors que la température atteint son maximum. On a trouvé les valeurs suiventes:

Phénoménes.	*Nombre de jours pour 1° de latitude.*
Débacle des glaces dans les lacs	6.0
Plantes fleurissant en Scanie en avril	4.3
» » » » » mai	2.3
Foliation (moyenne générale)	2.3
Plantes fleurissant en Scanie en juin	1.5
» » » » » juillet	0.5
Maturité des fruits (moy. générale)	1.5
Chute des feuilles » »	2.3
Prise des lacs par les glaces	5.1

Température de la mer. Nous n'avons pas a traiter ici les questions océanographiques. Nous nous bornerons à donner la carte des isothermes et des isanomales de la surface de la mer pour l'année selon M. *Köppen.* (Pl. LVI.) On voit comment les courants marins allant de l'équateur vers les pôles, comme le Gulf-stream, le courant Brésilien, le courant de Mozambique, etc., élèvent les isothermes vers les pôles, ce qui cause un rehaussement de la température des côtes avoisinantes. Au contraire, les courants coulant des pôles vers l'équateur, comme le courant de Labrador, le courant de Humboldt, le courant Agulhas, etc. refoulent les isothermes vers l'équateur, et les côtes avoisinantes sont refroidies.

Vents et Pression de l'air.

Cartes des vents sur les mers. Comme nous l'avons vu les moussons de l'océan Indien ont été connues depuis l'antiquité et les alizés depuis *Christophe Colomb.* La première carte des vents fut publiée par *Halley* en 1688 dans les Philos. Transactions N:o 183 en même temps que le mémoire remarquable sur les alizés

et les moussons que nous avons discuté plus haut p. 5. Nous la reproduisons ici en facsimile. (Pl. LVII).

Cette carte a été considerée longtemps comme classique et réproduite dans plusieurs publications pendant le 18me siècle.

Une question du plus haut intérêt pour la navigation pratique, celle de trouver les meilleures routes sur l'océan pour réduire chaque traversée à sa durée minimum s'imposa aux navigateurs au milieu du 19me siècle.

C'est *Maury* qui vint donner à ces études une nouvelle et vigoureuse impulsion. De temps immémorial, les observations météorologiques recueillies par un navire pendant sa traversée et consignées sur son livre de bord, se trouvaient dispersées après le retour. *Maury* eut l'idée aussi simple que féconde de coordonner ces observations éparses. Mais pour mettre ce projet à exécution, le concours d'un grand nombre de navigateurs était indispensable. Ces premières démarches, commencées en 1842, aboutirent à rien, les circulaires adressées sur sa demande par la marine aux capitaines des navires américains, afin d'obtenir d'eux la communication des livres de bord, restant sans réponse. Pour éveiller l'attention publique par un résultat capable de faire sentir toute l'importance pratique des études nouvelles, il concentra tous ces efforts sur une seule traversée, celles des États-Unis à Rio de Janeiro. Les données qu'il put réunir lui permirent de déterminer une route singulièrment plus courte et plus avantageuse que celle suivie jusqu'alors par la masse des navigateurs. Le navire *Wright*, capitaine *Jackson* de Baltimore, fut le premier à suivre les indications de *Maury*. Ce navire coupa l'équateur au bout de 24 jours, tandis que cette traversée en exigeait d'ordinaire 41.

Un résultat aussi remarquable suffisait à fonder l'œuvre de *Maury* et le concours de la presque totalité de la marine des États-Unis lui fut bientôt acquis. Mais son œuvre lui semblait avec raison avoir un caractère essentiellement universel. Sur l'invitation du gouvernement des États-Unis, un congrès international se réunit à Bruxelles en août 1853. Ce congrès composé des délégués de tous les principaux états de l'Europe et de l'Amérique, arrêta un plan uniforme d'observations nautiques. Deux types de journaux furent imprimés: l'un des-

tiné à la marine militaire; l'autre, moins complet, destiné à la marine marchande.

Bientôt *Maury* eut à sa disposition un nombre considérable d'observations, dont le dépouillement exigea beaucoup de temps de la part du service météorologique placé sous ses ordres. Premièrement il fit répartir sur des cartes les routes de tous les navires dont il avait reçu des livres de bord, *Track-Charts,* et sur chaque route il indiqua la direction du vent observée à chaque quart.

Puis il partagea la surface des océans en carrés de 5° de coté et inscrivit sur chaque carré toutes les observations du vent faites sur cette région pendant chaque mois et dans toute la série des années pour lesquelles on avait des observations. [La Pl. LVIII nous en donne un spécimen de ces carres pour les parages du Cap Horn]. Le cercle supérieur donne la légende explicative des divers nombres portés dans les secteurs des autres cartes qui renferment ces *Pilot Charts.* Sur le cercle on trouve la somme des vents de chaque direction observés en chaque mois à la place qu'indique le cercle supérieur. Ainsi en janvier on a rencontré dans ce carré 17 fois un vent de l'W, 13 fois un vent du SW, etc. Un coup d'œil suffit pour voir que les navires qui en naviguant ont traversé ce carrè ont observé le plus souvent des vents du côté de l'ouest. Il est donc probable qu'on doit y trouver en général des vents de cette direction. On a sous les yeux sous une forme condensée les résultats de l'expérience de tous ses prédécesseurs.

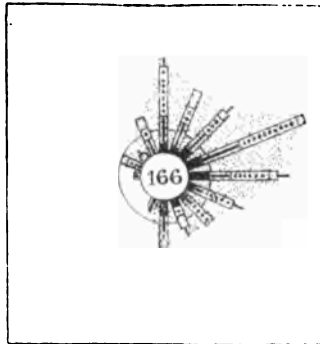
Cependant, ces cartes ne sont pas d'un usage très-facile avec cette disposition condensée; il faut une assez grande habitude pour les lire couramment. Aussi ont-elles été traduites sous une forme plus commode pour l'usage des marins. On a divisé le nombre des vents observés dans chaque rhumb par le nombre total des vents de toute direction, y compris les calmes; Puis autour d'un cercle de rayon constant tracé au centre du carré on a tiré seize lignes correspondant aux seize rhumbs, et sur ces lignes on a porté, à partir du cercle intérieur, des longeurs proportionelles aux rapports obtenus. Observons que ces lignes sont tirées *sous le vent:* une ligne allant vers le SW représente donc un vent NE. Sur les cartes anglaises au contraire les vents

soufflent *vers le centre* et un ligne allant vers le SW réprésente un vent du SW.

Parmi ces cartes celles qui ont été construites par *Brault* (1) au Dépôt des cartes et plan de la Marine à Paris sont parmi les meilleures et ont été longtemps les plus employées. Nous en donnons comme spécimen celles de l'Atlantipue nord, été (Pl. LIX).

Sur cette carte chaque polygone teinté réprésent les lois de la *Direction probable* et de *l'Intensité probable* des vents dans le rectangle de 5° de côté où il se trouve placé. La teinte des polygones n'a été mise que pour mieux faire resortir le mouvement général des vents.

Fig. 17.



La fig. 17 réprésente un de ces polygones dans la même échelle que celles sur les 16 grandes cartes originales. Le petit cercle intérieur (qui dans l'exemple précédent, contient le nombre 166) est le même dans tous les polygones, il a 6 mm. de diamètre, et il a été tracé pour éviter la confusion qui existerait si les flèches étaient prolongées jusqu'au centre. Il contient le nombre des observations recueillies dans le carré, et qui ont servi à construi-

(1) L. Brault: Cartes de la direction et de l'intensité probables des vents 16 cartes 1874—1880. — voir aussi: Nouvelles cartes de météorologie nautique. — Atlas météorologique de l'Observatoire de Paris 1872—74 et communications à la Société météorologique de France dans l'Annuaire de la Société: 1876, p. 114, 1877, p. 223, etc.

Brault: Étude sur la circulation atmosphèrique de l'Atlantique Nord, suivie de 200,000 observations sur la direction des vents d'été et d'hiver de cet océan. Paris.

re le polygone. *Dans chaque carré, les longeurs des flèches du polygone sont proportionelles à la fréquence des vents qu'elles réprésentent.*

Pour trouver *l'intensité probable* chaque flèche (voir p. ex. la flèche de l'ouest de la figure) est divisée en parties de teintes différentes, tout au plus 5. Ces teintes représentent (de l'intérieur en dehors): 1. Vent grand frais et Vent frais, 2. Forte brise et bonne brise, 3. Jolie brise, 4. Petite brise et 5. Legère brise.

Si dans un polygone la flèche SW p. e. est composée des tracés 3, 4, 5, dans les proportions 1/2, 1/4, 1/6 cela signifie que lorsqu'il souffle du vent de SW dans le carré où se trouve le polygone, il y a 1/2 de chance de jolie brise, 1/4 de chance de petite brise, 1/6 de chance de légère brise. On lira ainsi *l'intensité probable* pour toutes les directions. (1)

La proportion des *calmes* est donnée par un cercle, le cercle des *calmes*, éxtérieur et concentrique au petit cercle intérieur qui contient le nombre des observations du rectangle. On prendra le rapport de la distance des deux circonférences à la longueur de la plus grande flèche, et ce rapport donnera en tant pour 100, *la probabilité des calmes dans le rectangle considéré.*

Les cartes de *Brault* sont le résultat du dépouillement de 20,000 journaux de bord, de 1800 jusqu'à 1870. Elles doivent une grande valeur à ce fait que la marine à voile était à peu près la seule employée pendant cette période. Les observations modernes faites sur des vapeurs donnent des renseignements beaucoup moins exacts.

Nous donnons enfin (Pl. LX et LXIV) les cartes de la direction et de l'intensité des vents sur les océans en hiver et en été selon M. *Köppen,* parues dans les Atlas des Manuels de navigation (Segelhandbücher), publiés par l'observatoire maritime *(Seewarte)* de Hambourg. Les flèches qui indiquent la direction moyenne des vents sont de trois épaisseurs différentes: les plus minces correspondent à un vent modéré; les plus épaisses à un vent fort; les flèches doubles à un vent violent. De plus les flèches

(1) Sur la planche LIX on aperçoit sur chaque polygone trois teintes différentes, lesquelles coupent toutes les flèches des polygones en parties proportionnelles; la plus foncée représente l'ensemble des vents frais et des fortes brises; la plus faible les légères brises et les calmes.

longues indiquent les régions où le vent est bien régulier et a toujours sensiblement la même direction; les flèches courtes, au contraire, correspondent aux régions où les vents, tout en ayant une direction dominante, sont cependant plus variables.

Sur ces cartes on voit indiqués les alizés de part et d'autre de l'équateur, puis, au delà des parallèles de 35°, les vents de SW dans l'hémisphère nord et de NW dans l'hémisphère sud. Les grandes brises de NW de l'hémisphère sud (»les bonnes brises do l'ouest» des marins) sont beaucoup plus accusées et plus régulières que les vents correspondants de SW dans l'hémisphère nord.

Les alizés et les vents d'ouest des latitudes moyennes, ne sont pas complètement séparés par une zone continue de calmes, ainsi que cela existerait sur une sphère homogène. Au contraire, les calmes subtropicaux forment, non une zone, mais une région isolée, autour de laquelle sur chaque moitié de l'Atlantique, le vent affecte une circulation anticyclonique. En effet, les continents fortement échauffés amènent à leur surface une diminution de la pression, tandis qu'une augmentation correspondante se produit sur les mers voisines plus froides.

Comme nous l'avons vu plus haut, l'équateur thermique est en moyenne reporté dans l'hémisphère nord, au dessus de l'équateur géographique; il doit donc en être de même de la zone des calmes équatoriaux. Nos cartes montrent en effet que sur l'Atlantique notamment, ces calmes sont même en hiver, au nord de l'équateur.

Tout le système des calmes équatoriaux et des vents alizés éprouve dans le cours de l'année une oscillation en latitude, en suivant les mouvements du soleil en déclinaison. On voit sur la carte qu'en été les calmes équatoriaux sont compris, sur l'Atlantique, entre les latitudes de 5° et 10° N et que les alizés de SE de l'hémisphère sud remontent au nord de l'équateur. Le même phénomène se retrouve sur le Pacifique.

Aux deux positions extrêmes (mars et septembre) les limites moyennes supérieures et inférieures, en latitude, des régions des alizés et des calmes équatoriaux sur l'Océan Atlantique et Pacifique sont les suivantes:

	Limite.	Mars. Atlantique.	Mars. Pacifique.	Septembre. Atlantique.	Septembre. Pacifique.
Alizés de NE	Supérieur	25° N	25° N	35° N	30° N
Alizés de NE / Calmes équatoriaux	inférieur / Supérieur	3° N	5° N	11° N	10° N
Calmes équatoriaux / Alizés de SE	inférieur / Supérieur	0°	3° N	3° N	7° N
Alizés de SE	inférieur	25° S	28° S	25° S	20° S

Nous avons vu qu'en hiver l'Asie présente des températures extrêmement basses; à cause de cela la pression y est très forte (voir plus bas), et l'Asie est par conséquent, en hiver, le siège d'un grand mouvement anticyclonique. On voit aussi sur la carte que le vent tout autour de l'Asie, souffle de la terre vers la mer. Il est du NW ou du N sur la côte boréale de la Chine, et du NE au sud du continent au nord de l'équateur. C'est la *mousson de NE.* En dépassant l'équateur elle dévie vers la gauche et devient la *mousson de NW* des îles de la Sonde.

En été au contraire, l'Asie présente une température très élevée, la pression y est faible et le régime de circulation est cyclonique. Sur la mer de Chine le vent est du S et sur la mer des Indes il souffle du SW; c'est *la mousson de SW.* En été il n'y a plus de zone de calmes équatoriaux dans la mer des Indes. Les alizés de SE de l'hémisphère austral dépassent l'équateur, dévient vers la droite, et forment un courant continu avec la mousson de SW.

Il y a aussi des moussons dans beaucoup d'autres endroits. Sur les côtes d'Australie p. e. en janvier (été) le vent souffle de la mer à la terre; en juillet (hiver) il souffle au contraire de la terre vers la mer.

Les travaux, dont nous venons de parler, sont purement statistiques et faits dans un but pratique pour le service de la navigation. Pour trouver la clef du mécanisme des vents, il faut avant tout étudier la répartition de la pression de l'air.

Isobares. C'est *Renou* qui a le premier construit des lignes d'égale pression ou *isobares.* En 1864 il présentait à la Société météorologique à Paris une carte des lignes isobares de la France. Nous la reproduisons ici en facsimile,(1) (Pl. LXV).

(1) Hauteurs moyennes du baromètre en France. — Ann. de la Soc. Mét. de France 1864.

Les premières cartes comprenant toute la surface terrestre ont été publiées par M. *A. Buchan*. Après avoir présenté à la Société Royale d'Edinbourg des essais préliminaires, (1) il a réussi à construire en 1868 des cartes des isobares pour chaque mois et pour l'année, publiées par la Société en 1869. (2) Nous donnons la carte pour l'année. (Pl. LXVI).

Dans son célèbre Cours de Météorologie (*Handy Book* of Méteorelogy) 2[de] Ed. 1868 il avait déja publié les isobares pour janvier, juillet et de l'année, et dans son *Introductory Text-book of météorology* 1871, il a donné ces trois cartes avec beaucoup plus de détails. Nous reproduisons (Pl. LXVII) ces isobares de janvier et juillet.

Les anciennes cartes des isobares de M. *Buchan*, dont nous venons de parler, ne sont considérées par lui-même que comme une première approximation. En 1889 il a donné les cartes des isobares les plus exactes qui existent en mesures anglaises. (3)

Mais comme c'était le cas avec les cartes des isothermes, nous avons un grand nombre de cartes des isobares publiées en plusieurs pays et de plus en plus precises au fur et à mesure que les auteurs ont eu à leur disposition une plus grande quantité d'observations exactes.

Nous donnons ici les cartes pour janvier, mars, juillet et octobre par M. *Teisserence de Bort* (Pl. LXVIII et LXIX) (4) et celles de M. *Mohn* pour janvier et juillet (Pl. LXX) (5) et celle des environs du pôle nord pour les mêmes mois (Pl. LXXI). (6)

En regardant ces cartes on retrouve les mêmes relations entre les isobares et les vents moyens que celles trouvées plus haut

(1) Proceedings of the Society. Vol. VI.

(2) The mean pressure of the atmosphere and the prevailing winds over the globe, for the months and for the year. Part II. — Transactions Roy. Soc. Edinb. Vol. XXV. Part II.

(3) Report on atmospheric circulation. — Voyage of H. M. S. Challenger. Vol. II. P. V.

(4) Cartes des isothermes et isobares à la surface du globe en janvier, mars, juillet, octobre. — Ann. du Bureau météorologique de France. — 1881. IV. Météorologie générale.

(5) H. Mohn: Meteorologi. Kristiania 1903.

(6) The Norvegian north Polar Expédition 1893—96. VI. Mohn: Meteorology.

entre les isobares et les vents sur les cartes synoptiques. Nous voyons ici que la surface terrestre est divisée en régions de hautes et de basses pressions accompagnées de circulations anticycloniques et cycloniques de l'air. Pendant toute l'année il existe des hautes pressions sur les océans aux tropiques. En hiver il y en a aussi dans l'intérieur des continents de l'hémisphère boréal, mais en été au contraire il y règne une basse pression. En hiver nous trouvons des basses pressions dans les parties boréales de l'Atlantique et de l'Océan Pacifique, et autour le pôle sud la pression est continuellement basse.

Ces cyclones et anticyclones moyens sont appelés par M. *Teisserenc de Bort* les »*Centres d'action*» de l'atmosphère, et nous verrons plus bas comment les variations de l'intensité et le déplacement de ces centres d'actions déterminent les divers types du temps des saisons en différentes années.

Pour la plupart des pays civilisés on a construit des cartes isobares spéciales. Nous en donnons quelques unes qui présentent un intérêt particulier.

Nous venons de voir qu'en janvier, la circulation moyenne se présente sous les traits suivants.

Un maximum barométrique a son centre vers Madère et s'étend d'une part vers le milieu de l'Océan et de l'autre sur le nord de l'Afrique. Sur la partie boréale de cet océan il y a un minimum barométrique avec son centre au sud de l'Islande avec des faibles pressions secondaires entre l'Islande et la Norvège d'une part et sur la Baie de Baffin de l'autre.

Sur la Méditerranée il règne aussi des pressions plus faibles. Une sorte de dorsale barométrique qui suit à peu près »l'axe continental» de l'Europe relie les hautes pressions de Madère à celles de l'Asie. De chaque côté de cette ligne l'air s'écoule vers le minimum océanien d'une part et vers celui de la Méditerranée de l'autre. La présence de la Péninsule Ibérique apporte quelques modifications à la régularité de cette circulation.

Nous voyons en effet pour cette Péninsule, par les isobares moyennes de janvier calculées par M. *Teisserenc de Bort,* qu'une aire de hautes pressions s'étend sur toute la portion centrale de l'Espagne (Pl. LXXII). (1) La distribution des isobares sur ces

(1) Étude de la circulation atmosphérique sur les continents. — Ann. du Bureau Météor. de France. 1879. IV.

régions paraît être la conséquence de la distribution de la température (voir Pl. L). Les isobares suivent les contours de l'Espagne d'une manière encore plus régulière que les isothermes, et, tandis que les inflexions des isothermes sur l'Espagne forment en quelque sorte une extension des températures froides du continent vers le sud, les hautes pressions sont une extension du maximum barométrique de Madère vers le nord.

La circulation de l'air en janvier est bien en rapport avec la disposition des isothermes et des isobares. Par conséquent, l'air s'échappe de l'Espagne par tout le pourtour. On reconnait facilement l'existence d'un mouvement descendant de l'air qui, tout en se reliant à celui de Madère a une existence propre.

Les isobares de juillet offrent avec les isothermes des relations aussi frappantes que celles de janvier. Cependant, à cause du grand échauffement et de la surface considérable de l'Afrique, et de la faible étendue de mer qui sépare l'Algérie de l'Espagne le minimum barométrique de la Péninsule Ibérique, au lieu de présenter une série de courbes fermées comme le maximum de température, tend à se relier au basses pressions de l'Algérie, et la différence de pression entre la côte du sud et l'intérieur est seulement de quelques dixièmes de millimètres: toutefois, elle est bien réelle et s'accuse nettement par une mousson aussi fixe que celle de l'Asie, et qui offre ce trait spécial qu'elle est en sens contraire du mouvement général de NW suivi par l'air de l'Océan pour se rendre vers les continents de l'Europe et de l'Afrique. La marche du vent est aussi bien en rapport avec la disposition des isothermes qu'avec celle des isobares et la circulation atmospherique offre nettement l'image d'une mousson régulière pénétrant dans la péninsule de tout les côtés.

Ces moussons sur tout le pourtour de la Péninsule ibérique sont donc exactement de la même nature que celles qui se forment tout autour du continent isolé de l'Australie, dont nous avons parlé plus haut.

La Pl. LXXIII donne d'après M. *Hann* les isobares de l'Europe centrale pour janvier et juillet. (1).

(1) Die Vertheilung des Luftdruckes über Mittel- und Süd Europa. — Pencks Geographische Abhandlungen. Bd. II. Heft 2. — Wien 1887.

En janvier, il y a trois maxima barométriques: celui de l'Espagne, dont nous venons de parler, un autre sur les Alpes et le troisième sur la Hongrie et la Roumanie, qui semble se relier aux hautes pressions de Russie. On est frappé de ce fait que les régions froides sont celles sur lesquelles la pression se tient plus haute par rapport à la latitude, et c'est l'inverse pour les régions chaudes.

En effet, les minima se trouvent sur les mers, plus chaudes en hiver que les terres: sur la mer Thyrrénienne, sur l'Adriatique, sur la partie orientale de la Méditerranée, et surtout sur la mer au nord-ouest de l'Europe. Les gradients les plus abrupts se trouvent sur les côtes nord-est de l'Adriatique et au Midi de la France et causent les vents violents nommés le *Bora* et le *Mistral*.

En juillet la situation barométrique de l'Europe centrale et de la Méditerranée est déterminée d'un coté par le maximum barométrique de l'Atlantique, déplacé de Madère aux Açores, d'un autre par les basses pressions des continents fortement échauffés. Ainsi la pression est la plus haute à l'ouest et diminue vers l'est et le sud, de sorte que les isobares ont une forme de langues dirigées des côtes ouest de la France vers l'est et le sud-est. Seulement les parties les plus échauffées par rapport aux environs, l'Espagne et le nord de l'Italie, présentent des minima secondaires.

Les Pl. LXXIV et LXXV donnent les isobares de la péninsule Scandinave pour janvier et juillet selon M. *Hamberg*. (1) Nous avons vu que la configuration, la structure topographique, aussi bien que la situation géographique de la Péninsule Scandinave déterminent une distribution particulière de la température. Nous pouvons voir qu'il en est de même avec la pression de l'air. On peut y distinguer trois centres d'action continentaux secondaires.

Le plus important se trouve dans la partie centrale comprenant l'intérieur de la Norvège méridionale et s'étend en Suède au nord du grand lac Wenern.

Un second existe en Laponie suèdoise, et un troisième est

(1) La pression armosphèrique moyenne en Suède. 1860—1895. — K. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar Bd. 31, N:o 1, 1898.

indiqué dans la Suède méridionale au sud du lac Wettern par les courbures des isobares convexes en hiver et concaves en été.

Cette division de la Péninsule Scandinave rappelle des divisions analogues sous d'autres rapports climatériques tels que la température (voir plus haut), l'humidité de l'air, la couche de neige, le développement des plantes au printemps etc.

Les variations de ces centres d'action, pour ainsi dire secondaires, ont aussi, comme nous verrons plus bas, une influence très grande sur les types des différentes saisons au nord- ouest de l'Europe.

Nous donnons encore les isobares de l'Atlantique nord pour janvier et juillet publiées par M. *G. Rung* à Copenhague. (1) (Pl. LXXVI et LXXVII). Le maximum aux Açores en été est beaucoup plus accentué que le maximum correspondant en hiver. Au contraire nous avons en hiver un minimum considérable au sud-ouest de l'Islande avec des minima secondaires sur la mer Norvégienne et sur la Baie de Baffin.

Plus tard M. *G. Rung* a publié des cartes excellentes des isobares et des vents de l'Europe pour chaque mois et pour l'année. (2)

Relations entre les isanomales et les isobares. Les relations entre les isobares et les isanomales sont absolument frappantes et elles ont été mises en lumière pour la première fois par M. *Teisrenc de Bort* qui a établi (en 1879) les lois suivantes qui ont été confirmées par toutes les études faites depuis. En comparant les cartes des isanomales et celles des isobares (Fig. 18, 19, 20, 21) on trouve:

1. *Lorsqu'uue région d'une certaine étendue offre un excès de température soit absulu, soit relalif à la température des points situés sous la même latitude, il y a tendance à la formation d'un minimum barométrique dans cette région: cette tendance se manifeste soit par l'existence d'un minimum fermé, soit par l'inflexion des isobares.*

(1) Répartition de la pression atmosphérique sur l'Océan Atlantique Septentional d'aprés les observations de 1870—1889. Copenhague 1894. — 13 cartes pour chaque mois et l'année.

(2) Répartition de la pression atmosphérique sur l'Europe observée de 1881 à 1895. Copenhague 1904.

Fig. 18.
Isanomales de Janvier d'après L. Teisserenc de Bort.

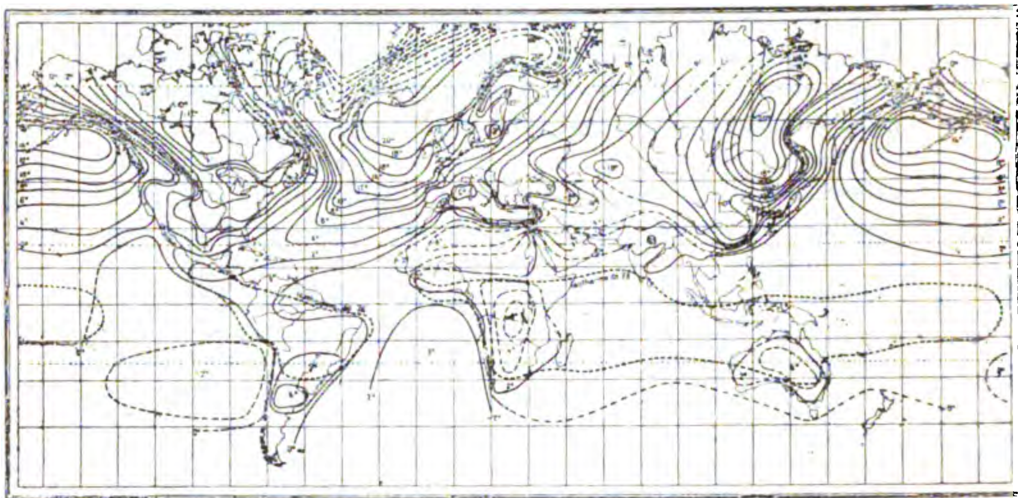
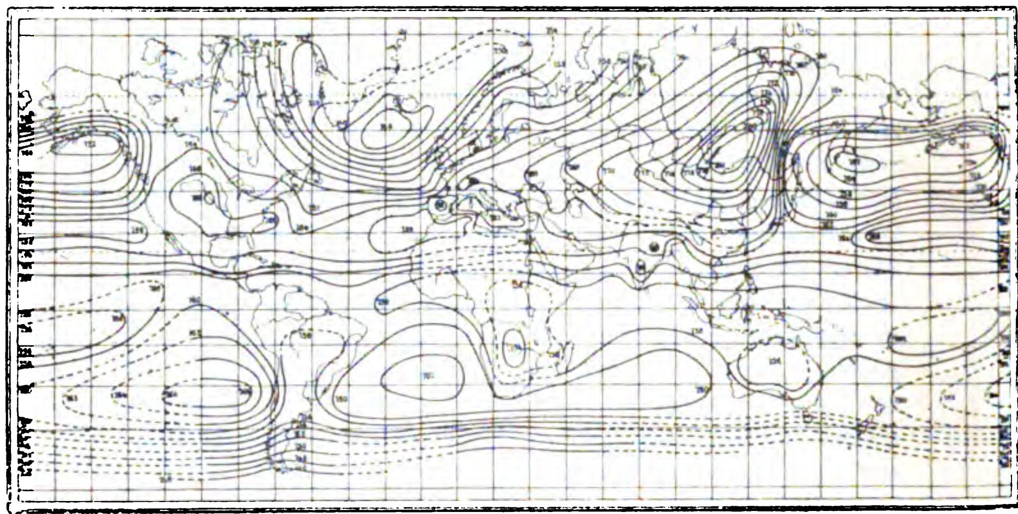


Fig. 19.
Isobares de Janvier d'après L. Teisserenc de Bort.



2. *Les maxima barométriques, points d'où l'air s'échappe en divergeant, tendent à s'établir de préférence dans le voisinage des régions où la température est basse, soit d'une façon absulue, soit relativement à la latitude.*

Fig. 20.
Isanomales de Juillet d'après L. Teisserenc de Bort.

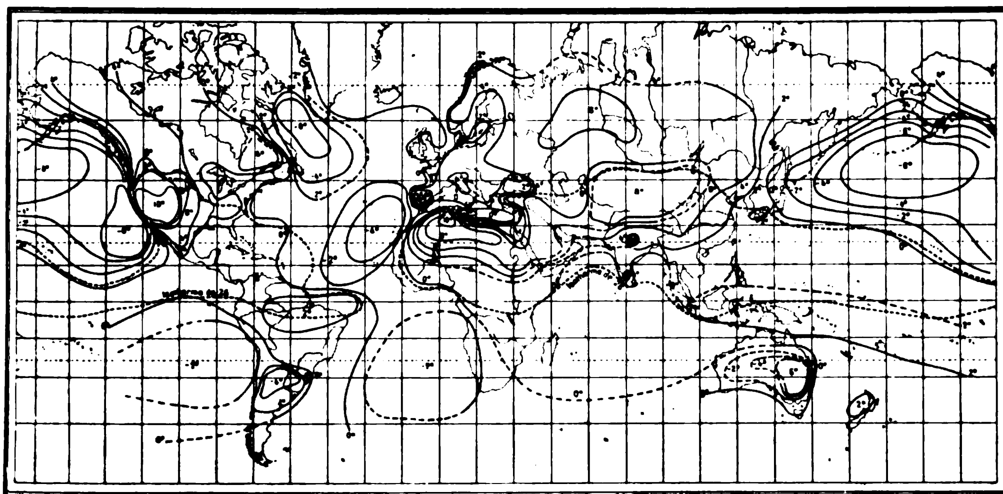
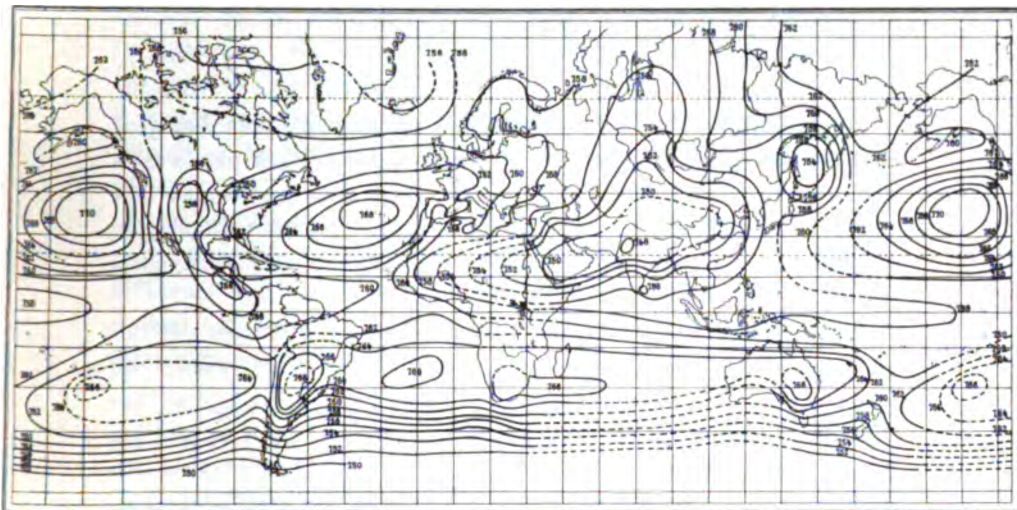


Fig. 21.
Isobares de Juillet d'après L. Teisserenc de Bort.



3. *Lorsqu'une région offre une température moyenne supérieure à celle des points voisins situés de part et d'autre sur un même arc, la pression moyenne y est inférieure à la moyenne des pressions dans ces points. Cette relation est sensiblement*

vraie lorsque la distance des points de comparaison n'excède pas 60°.

Dans certaines régions, on peut étudier l'influence des températures sur les vents d'une façon tout à fait détaillée. Les îles et les presqu'îles dont l'étendue est assez limitée pour que la variation de la pression avec la latitude ne soit pas très sensible sont particulièrement favorables à ce genre d'étude. Nous venons de voir que la Péninsule Ibérique offre l'exemple le plus frappant de l'influence de la température sur les isobares et les vents. Cette même action, nous l'avons retrouvée dans la plupart des pays, et sur les mers chaudes en hiver où les dépressions barométriques séjournent.

Cette relation entre les isanomales et les isobares fut étudiée plus tard par *Wild* et par le général de *Tillo.*

Amplitude mensuelle barométrique. Nous donnons enfin d'après M. *Köppen* (Pl. LXXVIII) l'amplitude mensuelle barométrique pour l'hiver et l'été.

Hydrométéores.

Nébulosité: Un des phénomènes météorologiques les plus importants est certainement la production des nuages par la condensation de la vapeur d'eau de l'air, dont nous apprécions l'intensité par la nébulosité du ciel. La notation généralement adoptée aujourd'hui est celle de 0 = tout à fait clair à 10 = ciel complètement couvert.

En traçant à la surface du globe des lignes d'égale nébulosité, on obtient les *Isonèphes. Renou* (1) a donné le premier les isonèphes annuelles pour l'Europe. Selon cette carte la distribution de la nébulosité en Europe est intimement liée à la position relative des terres et des mers, car les isonèphes de 5 et au-dessus suivent les bords de l'Océan, celles de 4 et au-dessous vont de l'est à l'ouest comme la Méditerranée. La plus forte nébulosité moyenne ne paraît pas dépasser de beaucoup 6.8; elle

(1) De la nébulosité du ciel en Europe. Courbes isonèphes. — Ann. de la Soc. Mét. de France. T. 27, 1879, p. 124.

se présente dans tout l'ouest de l'Europe depuis la Bretagne jusqu' au Cap Nord. L'Espagne présente une curieuse disposition des isonèphes: les lignes de 2.5 et de 3.0 y font des courbes fermées qui entourent Valence. Celle de 3.5 forme un grand repli qui contourne les précédentes dans l'intérieur de l'Espagne, puis se dirige d'un côté à travers le Maroc, de l'autre le long des côtes d'Algérie. L'isonèphe de 2.0 doit se trouver au sud de Biskra. La nébulosité si petite des côtes orientales d'Espagne explique pourquoi c'est le seul point de l'Europe où prospèrent les dattiers, qui, comme disent les arabes, »doivent baigner leurs pieds dans l'eau et leurs têtes dans le feu».

Les premières cartes des isonèphes pour chaque mois et pour l'année ont été publiées par M. *Teisserenc de Bort* en 1884. (1) (Pl. LXXIX). Ces cartes sont encore les seules qui comprennent la surface du globe entier. Il y en a quelques autres qui se rapportent à une région limitée, (2) mais ces nouvelles recherches n'ont pas amené beaucoup d'améliorations.

On voit par ces cartes, dit M. *Teisserenc de Bort,* que la nébulosité est en relation constante avec la circulation générale de l'atmosphère. En effet, elle se relie directement à la composante verticale des mouvements de l'air et se rattache ainsi intimement à la position des grands centres d'action de l'atmosphère, qui impriment à la circulation de l'air son caractére propre en chaque région.

La connaissance de la répartition de la nébulosité a encore une portée plus grande en ce qu'elle nous donne une idée de la différence qui existe entre le décroissement de la température au dessus des diverses régions du globe. On sait, en effet, que la température diminue beaucoup moins vite dans une masse d'air

(1) Étude sur la distribution moyenne de la nébulosité à la surface du globe, d'après les premières cartes d'isonèphes. — Ann. du Bureau mét. IV, météorologie générale. 1884.

(2) H. Wild: Ueber die Bewölkung Russlands. — Repert. f. Meteorologie.

A. Woëikof: Études sur la nébulosité en Russie. — Annuaire de la Soc. Mét. de France, 1881, p. 174. — Dr. Paul Elfert: Die Bewölkungsverhältnisse von Mittel—Europa. Halle 1885.

A. Schoenrock: Die Bewölkung des Russischen Reichs. — Mémoires de l'Acad. Imp. d. Sc. de St. Pétersbourg. VIIIe sér. Vol. I. N° 9. 1895.

Atlas climatologique de l'Empire de Russie. 1900. — Etc.

ascendante où il se produit une condensation que dans une masse où l'eau reste à l'état de vapeur.

Il en résulte immédiatement pour nous que les isonèphes moyennes fournissent de précieuses indications sur la distribution et la forme des surfaces isothermes dans l'atmosphére. Si l'on se reporte au principe démontré déjà par M. *Peslin,* (1) que l'air, dans son mouvement d'ascension, donne lieu à un travail moteur là où les conditions hygrométriques sont telles qu'il se refroidisse moins vite en montant que l'air environnant, on est amené à en conclure que, *toutes choses égales d'ailleurs, les régions où le ciel est très couvert sont celles où les mouvements ascendants de l'air ont le plus de chance à persister.* Il s'agit là des nuages produits par détente.

L'étude des cartes des isonèphes justifie cette conclusion et nous fait voir que les régions trés couvertes coïncident en général avec celles où se tiennent les grandes dépressions barométriques et les tempêtes. Nous remarquerons, au contraire, que sur les continents où il se forme souvent pendant l'été des mouvements ascendants bien marqués, ces mouvements n'acquièrent pas une grande intensité, là où il se produit peu de nuages, comme au nord de l'Afrique, en Syrie et en Australie.

Nous retrouvons encore là, comme pour les autres phénomènes, une tendance générale qui correspond à la circulation théorique de l'atmosphère, et l'influence des perturbations apportées à cette circulation, surtout par la répartition des terres et des mers.

L'étude comparée des isonèphes, des isobares, des isothermes et des vents conduit aux conclusions suivantes, qui peuvent être considérées comme les lois générales de la distribution de la nébulosité:

1° *Dans tous les mois il y a une tendance bien marquée de la nébulosité à se répartir par zones parallèles à l'équateur.*

2° *Quand on dégage la répartition de la nébulosité des perturbations qui la compliquent, de façon à ne plus envisager que le phénomène général, on voit qu'il existe: un maximum de nébulosité à l'équateur se déplaçant un peu suivant la déclinaison du soleil; une bande de faible nebulosité de 15° à 35°*

(1) Voir plus haut p. 134.

de latitude nord et sud; une zone de ciel couvert de 35° à 50°, et au-dessus le ciel semble s'éclaircir vers les pôles, (1) *surtout en hiver.*

Les circonstances qui apportent des perturbations dans cette répatition d'ensemble sont les suivantes:

1° *Toutes choses égales d'ailleurs, la nébulosité est beaucoup plus faible sur les continents que sur les océans;*

2° *Toute côte élevée opposée à un vent règnant marin donne lieu à un maximum de nébulosité relatif (comme la côte de Norvège);*

3° *Toute région occupée par la mer où règne un vent continental offre un minimum relatif de nébulosité;*

4° *Un vent qui passe d'une région chaude vers une plus froide donne lieu à une augmentation de la nébulosité.*

Il en résulte qu'au dessus des régions où se montrent fréquemment les minima de pression la nébulosité doit être forte, comme sur les parties boréales de l'Atlantique et du Pacifique, surtout en hiver. Au dessus des régions de hautes pressions qui sont le siège de mouvements descendants, on doit, au contraire, trouver un ciel clair. C'est ce que l'on observe en effet. Nous pouvons voir p. e. dans l'hémisphère nord où les continents sont assez étendus, que la zone de forte nébulosité est interrompue au-dessus de l'Amérique du Nord et de l'Asie. (2) Il y a à cela deux raisons: 1° la nature de la surface moins humide que celle des mers; 2° l'influence des continents sur la température et sur les isobares, qui détermine très souvent des mouvements descendants de l'air.

Dans l'Asie orientale, la Mongolie et la Sibérie vers Iakoutsk, on observe un ciel généralement très clair. En hiver, il existe dans ces régions un massif de hautes pressions et un mouvement descendant de l'air; en été la nébulosité reste encore faible à

(1) Pendant l'expédition de M. Nansen on a trouvé: Hiver 3.76, Printemps 5.68, Été 8.73, Automne 6.42, Année 6.23. — Voir: The norvegian North Polar Expedition 1893—96. VI. Mohn: Meteorology.

(2) L'Atlas climatologique nouveau (1900) de Russie fait même voir que l'aire étroite d'une nébulosité très basse (2—3) en Asie orientale (Pl. LXXIX) s'étende jusqu' à la Mer Glaciale entre les embouchures des fleuves Lena et Kolyma.

cause de l'état hygrométrique de l'air qui ne permet pas la condensation abondante de la vapeur d'eau.

Les continents, pendant la saison chaude, produisent d'ordinaire, par leur échauffement, un appel de l'air des contrées environnantes, et il s'y établit des mouvements ascendants assez intenses. Il semble donc que le ciel devrait y être couvert. Mais il y a des exceptions partout où la température de la terre est assez en excés sur la température de la mer ou des points environnants pour échauffer l'air et contre-balancer ainsi l'effet du refroidissement. C'est le cas avec l'Algérie et de grandes parties de l'Afrique, de l'Australie et du sud de l'Amérique, parce que là, l'air s'échauffant beaucoup sur le sol, le mouvement ascendant qui détermine une véritable mousson convergente ne suffit pas à amener la condensation. Près de l'équateur même, les mers sont très chaudes et l'air près de la saturation: tout mouvement ascendant, causé par un appel ou par un obstacle au mouvement général de l'air, doit se traduire par une grande augmentation de la nébulosité.

Sur la partie nord des océans Atlantique et Pacifique la nébulosité reste forte toute l'année, quoique le minimum barométrique qui y règne dans la saison froide s'éffface presque complêtement en été. Mais l'inspection des cartes des isobares, des vents et des isothermes fait comprendre: 1° que les vents du sud-ouest prédominants sont encore des vents ascendants; 2° que de fréquents tourbillons traversent ces régions et, quoiqu'ils soient moins intenses qu'en hiver, amènent des temps couverts.

Ainsi, les cartes d'isonèphes, au point de vue de la variation de la nébulosité dans le cours de l'année, nous montrent que cet élément garde à peu près la même valeur au-dessus des centres d'action principaux de l'atmosphère.

Mais la variation annuelle de la quantité de nuages est la plus grande possible autour de ces centres d'action et surtout de ceux que M. *Teisserenc de Bort* a désignés sous le nom de maxima et minima *réversibles,* parce qu'il s'y produit des moussons tantôt terrestres, tantôt marines, determinant des effets diamétralement opposés. L'Inde est, sous ce rapport, le pays où le changement est le plus notable et le plus connu. Citons encore une grande partie du Mexique où en hiver règne un ciel clair et en été un ciel couvert.

La saison où le ciel est le plus couvert c'est l'automne, ce qui tient à plusieurs causes: la grande extension des minima barométriques des océans, la fréquence des dépressions, l'existence d'une très grande quantité de vapeur d'eau accumulée dans l'air par suite de l'évaporation active pendant l'été, et la température élevée des eaux des océans. Enfin, il faut tenir compte de ce fait que la température générale de l'atmosphère décroit, puisque l'on approche de l'hiver, ce qui favorise encore la condensation de la vapeur.

Au contraire, le printemps est la saison, où le ciel est le plus clair. A cette époque, les hautes pressions de l'hiver maintiennent encore des temps clairs sur les continents de l'hemisphère nord, la température de la mer est basse, les minima barométriques sont moins persistants qu'en hiver et alternent souvent avec des aires de fortes pressions. De plus, on sort de l'hiver, la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air est petite, et la température s'élève presque partout, ce qui diminue l'état hygrométrique et par suite, la condensation de la vapeur d'eau.

Nous n'entrons pas ici dans plus de détails climatologiques.

Déjà *Renou* a indiqué que la nébulosité est un élément généralement trop négligé des observateurs, et aussi un élément assez difficile à évaluer. La difficulté n'est pas dans l'évaluation arithmétique; mais quand le ciel offre des nuages de toute sorte, les uns très épais, les autres très légers, on est souvent embarrassé et il y a des cas ou l'on ne peut se dispenser de faire entrer dans son évaluation l'épaisseur des nuages. Cela est quelquefois inévitable malgré la décision formelle adoptée au Congrès météorologique de Vienne en 1873:(1) »La détermination de la quantité de nuages sur la portion visible du ciel doit se faire d'après l'échelle 0 à 10 sans avoir égard à l'épaisseur des couches nuageuses».

Cependant, on a constaté que deux observateurs convenablement exercés arrivent à noter l'état du ciel d'une manière qui concorde presque absolument dans les moyennes mensuelles. Mais il est nécessaire d'examiner, si l'on peut compter sur une telle concordance quand il s'agit d'observations faites en différents pays et surtout dans les différentes marines.

Dans son mémoire sur la nébulosité de la partie orientale de

(1) Procès verbal p. 15 et 48., (Édition française).

l'Atlantique nord (1) M. *Köppen* a fait des recherches à cet égard. Pour la partie de l'Océan située entre 20⁰ et 30⁰ Long. W il a donné deux cartes des *isoplètes* néphologiques calculées les unes d'après les publications de la Seewarte à Hambourg et du Meteorological Officie à Londres et les autres par les observations Néerlandaises employées par M. *Teisserenc de Bort.* Nous en donnons une reproduction. (Pl. LXXX).

Ou voit qu'il y a une concordance très grande entre les deux cartes, quoique le nombre d'observations soit beaucoup plus grand dans la publication de M. *Köppen,* et quoique les deux travaux n'embrassent pas les mêmes années.

Pluie. Nous avons vu plus haut qu'on peut distinguer trois espèces de pluies, selon les causes qui peuvent engendrer un mouvement ascendant de l'air (voir p. 170), viz. *la pluie convective* causée par le courant ascendant pendant les heures les plus chaudes de la journée; *la pluie orographique* ou *de relief* produite par les mouvements ascendants, qui naissent lorsqu'un courant d'air souffle perpendiculairement contre une chaîne de montagnes, et *la pluie cyclonique* qu'amènent les dépressions barométriques ou les cyclones,

Ces causes peuvent agir simultanément et il en résulte une complication extrême dans la distribution de la pluie, et cet élément météorologique est celui qui dépend le plus du relief du sol et par conséquent est soumis à des perturbations locales incessantes.

Nous ne pouvons entrer ici dans l'examen détaillé de la répartition des pluies à la surface du globe, ce qui ne correspondrait pas au cadre de cet ouvrage: nous nous bornerons à rappeller les traits principaux de cette distribution.

Nous donnons ici (Pl. LXXXI) les cartes des 4 saisons selon M. *Supan.* (2) Ces cartes ne peuvent pas évidemment représen-

(1) Die Bewölkung im östlichen Theile des nordatlantischen Oceans. — Annalen d. Hydrogr. u. Marit. Meteorologie. 1887, p. 409.

(2) Die Vertheilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche. — Petermanns Mitheilungen, Ergänzungsheft N:r 124. 1898.

La première carte des pluies annuelles fut publiée par M. Loomis dans ses Contributions to meteorology, III, 1889. Voir aussi pour les cartes des pluies les Atlas de Berghaus et de Bartolomews.

ter les détails de la répartition des pluies; on ne doit y chercher que des indications très générales sur la position respective des zones plus ou moins pluvieuses et sur la hauteur moyenne d'eau qu'elles reçoivent.

M. *Supan* distingue les zones suivantes: au-dessous de 60 mm., 60—150 mm., 150—250 mm. et au-dessus de 250 mm. par saison.

Pour l'année on distingue les degrés suivants: sécheresse au dessous de 250 mm., pluies faibles 250—500 mm., modérées 500—750, assez grandes 750—1,000 mm., très grandes 1,000—2,000 mm. et excessives au-dessus de 2,000 mm.

Entre les tropiques la pluie convective domine. En général dans la zone tropicale la pluie la plus forte coïncide avec le passage du soleil au zénith ou suit un peu après. Le constant écoulement de l'air presque saturé de vapeur, qui entre de chaque côté dans la bande des calmes, et le mouvement ascensionnel de cet air produisent des pluies abondantes et presque continuelles. Mais, comme nous l'avons vu, les oscillations de cette anneau de vapeur donnent lieu à l'équateur à deux saisons pluvieuses et à deux saisons relativement sèches, le soleil passant au zénith deux fois chaque année. (Voir la courbe pour Aburi Pl. LXXXII). Au nord et au sud de l'équateur il faut que les deux saisons de pluie se rapprochent de plus en plus, et vers les limites polaires des pluies tropicales elles se confondent. On a alors pendant l'année une saison pluvieuse et une saison sèche. (Gorée, sénégal Pl. LXXXII).

Dans *les régions des moussons* il y a aussi une saison pluvieuse et une saison sèche. La mousson en été souffle de la mer vers la terre fortement échauffée et il se produit nécessairement un courant vertical ascendant; comme l'air venant de la mer est presque saturé, il en résulte des pluies abondantes. En hiver au contraire la mousson soufflant de la terre refroidie vers la mer plus chaude n'amène pas de pluie. (Voir Rajputana, Inde, Pl. LXXXII).

De part et d'autre de la région équatoriale des pluies, au delà des tropiques, sont situées des *zones sèches,* correspondant aux zones des calmes subtropicaux et des vents descendants. Ces zones sèches, qui feraient tout le tour de la terre, si la surface

de notre globe était partout la même, sont, en réalité, interrompues par des causes étrangères, surtout sur les côtes orientales des continents exposées aux courants d'air venant de la mer. En dehors de ces exceptions, les zones comprises entre 20° et 30° présentent des minima de pluie extrèmement marqués.

Les calmes subtropicaux déterminent ainsi des zones où la pluie est faible. Mais la limite supérieure en latitude de ces calmes se déplace avec les saisons en remontant en été et en s'abaissant en hiver. La *zone subtropicale* vers la limite extrême des calmes subtropicaux a par conséquent un été sec. En hiver la zone des calmes s'est éloignée vers le sud et les dépressions peuvent aborder ces régions. Il y a donc en ces régions une saison pluvieuse dans la saison froide. C'est le cas pour toute la région entre les Açores à l'ouest et une partie de la Perse à l'est, comprenant presque toute la Méditerranée et les pays environnants, et c'est encore le régime d'une grande partie des latitudes analogues de l'hémisphère sud. (Voir Sicile et Australie méridionale Pl. LXXXII).

Plus au nord sur *les continents* de la zone tempérée il y a *pluie d'été*. Tel est, en perticulier, le régime pluviométrique de presque toute l'Asie et d'une grande partie de l'Europe continentale. Le même régime se retrouve dans l'Amérique du Nord et dans l'Amérique du Sud en dehors des tropiques. (Voir Allemagne Centrale Pl. LXXXII).

Enfin les *pluies d'automne prédominent sur les côtes* près desquelles il passe fréquemment des dépressions barométriques amenant les pluies cycloniques. Bien que les dépressions soient plus nombreuses en hiver qu'en automne, elles apportent moins de pluie pendant les mois d'hiver, parce que la température de l'air et par conséquent la quantité de vapeur d'eau qu'elle contient sont moindres qu'en automne. Nous trouvons ce régime le long du nord-ouest de l'Europe depuis la Bretagne jusqu'au Cap Nord, sur la côte nord-ouest de l'Amérique du Nord, et sur les côtes du Chili méridional. (Voir les côtes de la Norvège Pl. LXXXII).

La transition d'un régime pluvial à un autre est souvent brusque, mais le plus souvent elle se fait par des zones avec des types mixtes. Ainsi, sur la (Pl. LXXXII) la courbe de la Suède

méridionale est intermédiaire entre celle de l'Allemagne et celle de la Norvège. La France centrale a un régime intermédiaire entre celui des côtes, le régime continental et le régime subtropical. En effet, en hiver et au printemps la courbe suit tout-à-fait celle de l'Allemagne, mais, au lieu d'avoir un maximum en juillet, il y a alors un minimum secondaire, et le maximum se trouve en octobre.

La *quantité de pluie* est en général la plus grande entre les tropiques, ou la pluie annuelle est en moyenne de 2.000 à 4.000 mm. Au nord des zones sèches la pluie diminue d'ordinaire vers les pôles, et aussi de la mer vers l'intérieur des continents. Toutes les régions polaires reçoivent très peu d'eau; par exemple en Sibérie, sur les rivages mêmes de l'Océan Arctique, la hauteur moyenne de pluie est inférieure à 200 mm.

Sir *John Murray* a calculé la hauteur annuelle moyenne de pluie tombée aux différentes latitudes sur toutes les terres du globe. (1) Nous donnons ici ses résultats pour l'hémisphère boréal:

0°—10°	2120 mm.	50°—60°	590 mm.
10 —20	1020	60 —70	400
20 —30	730	70 —80	380
30 —40	596	80 —90	360
40 —50	610		

D'un autre coté la hauteur moyenne de pluie est de 800 mm. environ en France, sur les côtes de l'Atlantique; de 600 mm. en Allemagne, de 400 mm. en Russie et devient inférieure à de 200 mm. dans l'Asie centrale.

Comme nous l'avons dit plus haut, c'est le relief du sol causant une pluie orographique sur les versants opposés aux vents régnants, qui amène des irrégularités quelquefois énormes dans le régime de la pluie. Ainsi la mousson de NE, généralement sèche, devient pluvieuse en rencontrant les montagnes des côtes orientales de Ceylan, et, sous les alizés de l'Océan Pacifique, également des vents secs, les îles sont couvertes de forêts sur les versants orientaux et plus ou moins désertes sur les versants occidentaux. A cet égard il y a une différence, notable entre

(1) On the total annual rainfall on the Land of the Globe. — Scottish Geogr. Mag. 1887.

les vents soufflants *de l'équateur*, qui vont en se refroidissant peu à peu, et les vents soufflant *vers l'équateur*, qui s'échauffent graduellement. Il est évident que les premiers, étant plus près de la saturation, amènent une pluie plus abondante que les autres. Aussi, c'est au sud de l'Asie que se rencontrent les totaux les plus élevés: sur les côtes de la Birmanie, à Tavoy on observe 4966 mm. à Mahabulechvar, station élevée dans les Ghattes occidentales, 6626 mm., et dans le fond du golfe de Bengale, la station de Teherrapondji, à l'altitude de 1200 m. dans les monts Khassia *douze mètres*, (12087 mm.), le chiffre le plus élevé que l'on ait enregistré.

Dans la zone tempérée on rencontre aussi dans de telles conditions des quantités extraordinaires de pluie, comme sur les côtes NW de l'Europe et de l'Amérique du Nord. La côte de la Norvège, surtout du Cap Stat au Fjord de Drontheim et plus au nord les îles de Lofotten sont connues comme très pluvieuses. La quantité annuelle y atteint, sur quelques points 2000 mm. La pluie décroit rapidemment vers l'est dans la Suède pour augmenter un peu près des côtes du Golfe de Bothnie. Ainsi nous avons à Christiansund 1057 mm., à Drontheim 905 mm., à Östersund 432 mm. et à Hernösand 561 mm. Cependant, la quantité de pluie est plus haute encore dans l'Écosse occidentale, où elles dépasse 3000 mm. à plusieurs stations et atteint le chiffre le plus élevé de l'Europe, 4720 mm., à Stychead. Une station presque aussi pluvieuse se trouve en Dalmatie, à Crkvice à une hauteur de 1050 m. au dessus de Cattaro, l'on y a mesuré 4293 mm. en moyenne pendant cinq année.

Nous devons nous contenter ici de ces indications très générales sans entrer dans d'autres détails sur les climats.

Carte des lignes Isothermes par M. A. de Humboldt

Pl. XXIII.

Longitude Ouest de Paris

Longitude Est de Paris

Sommet Concave

Sommet Convexe

Sommet Concave

AMERIQUE

OCEAN ATLANTIQUE

EUROPE

ASIE

Laponie $\frac{-11°,5}{+20°}$

Labrador

Stockholm

Terre Neuve

Bude

Paris

Boston

Midi de la France

Naples

Philadelphie

Caroline Sep.

Afrique Sep.

Floride

Madere

Caire

Havane

Chine

Bande Isotherme de 0°

Bande Isotherme de 5°

Bande Isotherme de 10°

Bande Isotherme de 15°

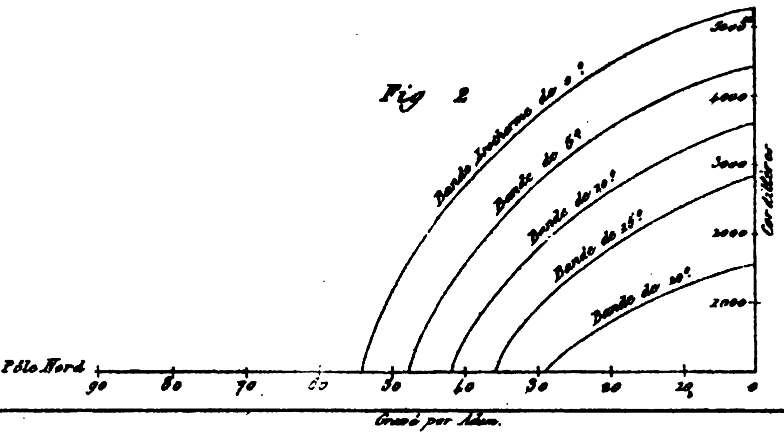
Bande Isotherme de 20°

Bande Isotherme de 25°

Bande Isotherme de 27°,5

Equateur

Fig. 1.



Gravé par Adam.

Pl. XXV.

Mahlmann 1836

220 240 120 140 160 180 200

Isothermen ... Isogeothermen. Die

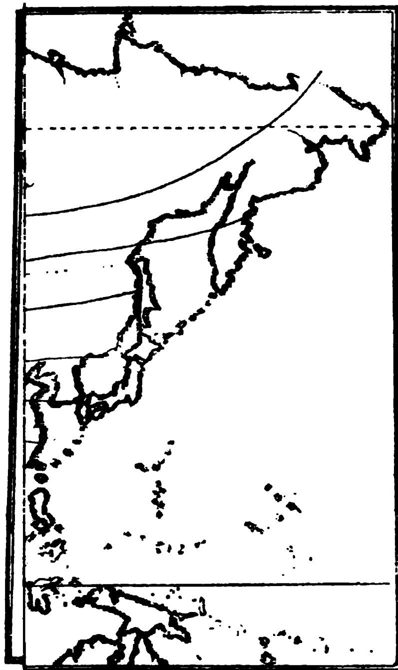
Die Zahlen bei den Örtern bezeichnen resp. die Ja

die Zahlen in den Meeren die Temp. des Meerwas

die Zahlen, bei denen Äq. steht, die Luftemp. am

ĖL.

Pl. XXIV.



... angegeben. Die bei jeder

...hermometers an und

...n auf die Isothermen.

Mahlmann 1836

Pl. XXV.

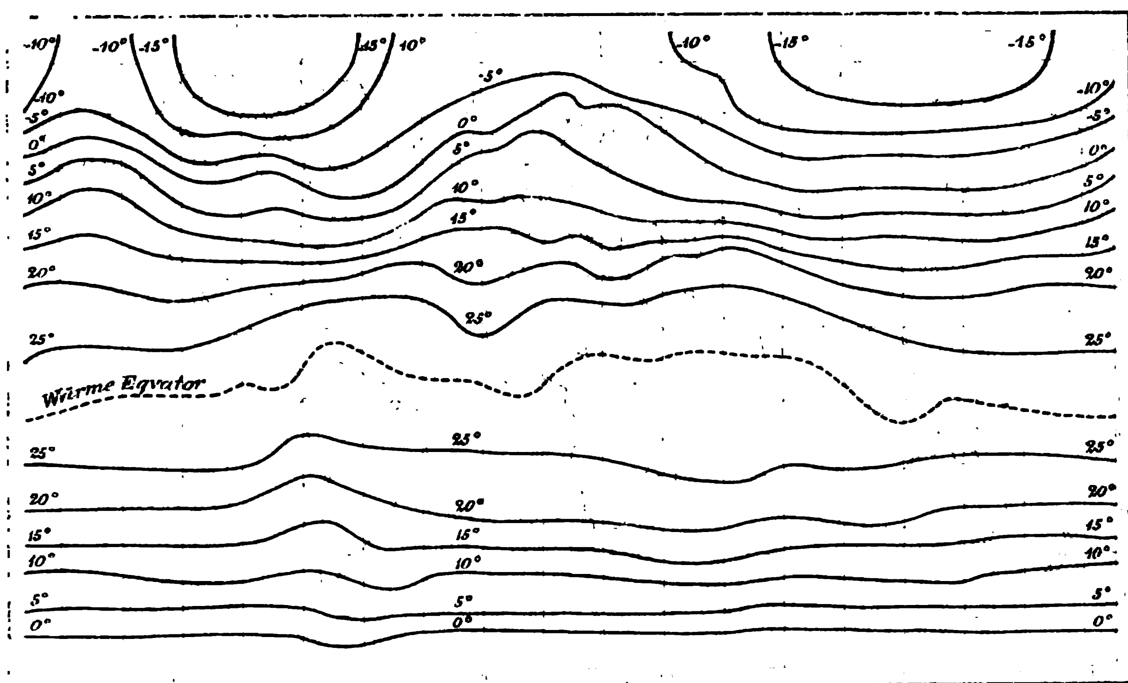
Isothermen ... Isogeothermen. Die
Die Zahlen bei den Örtern bezeichnen resp.: die Ja
die Zahlen in den Meeren die Temp. des Meerwas
die Zahlen, bei denen Äq. steht, die Lufttemp. am Ä

EL.

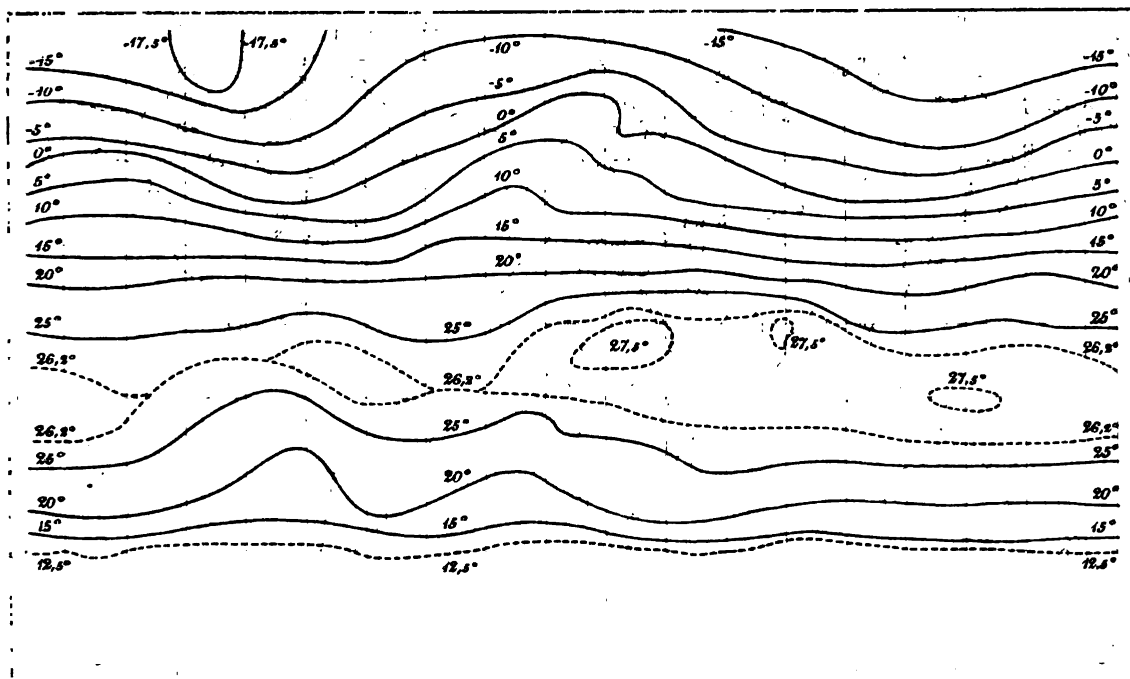
Pl. XXIV.

angegeben. Die bei jeder
ermometers an und
n auf die Isothermen.

H. BERGHAUS: Isothermes de l'année (1849) Pl. XXVI.



H.W. DOVE: Isothermes de l'année 1852. Pl. XXIX.



160 120 80 160

Réaumur Fahrenheit

Melville I.

Boothia Felix

N. Polar Kreis

Sitcha

Hudson's Bay

F. Vancouver

F. Snelling

Nashville

Havanna

Honol.

Sandwich I.

Mexico

Balize

Kingst.

Äquator

Lima

Jakutsk

Neu Seeland

Tasmanien

Hobarttown

Parramatta

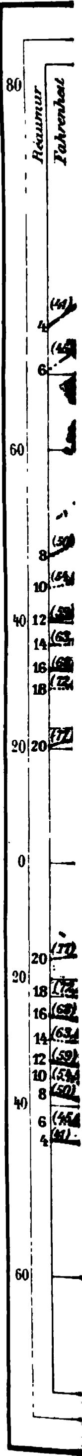
Januar

Ballery I.

160 120 80 160

Gen. Stab. Lit. Anst. Stockh.

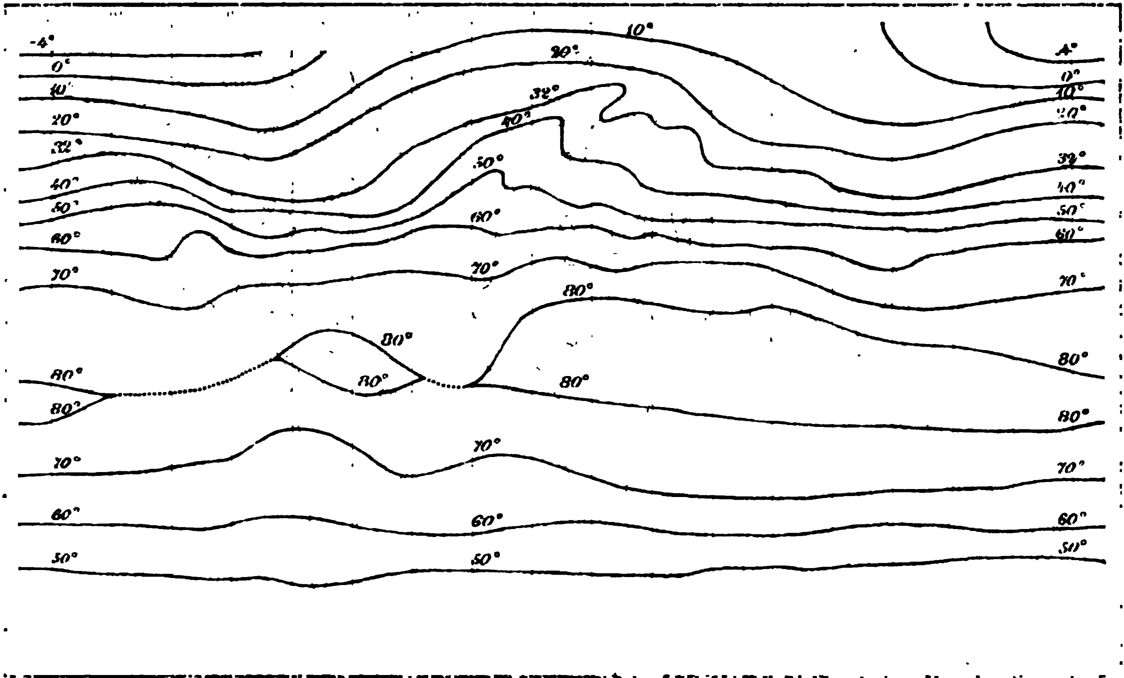
Dove's



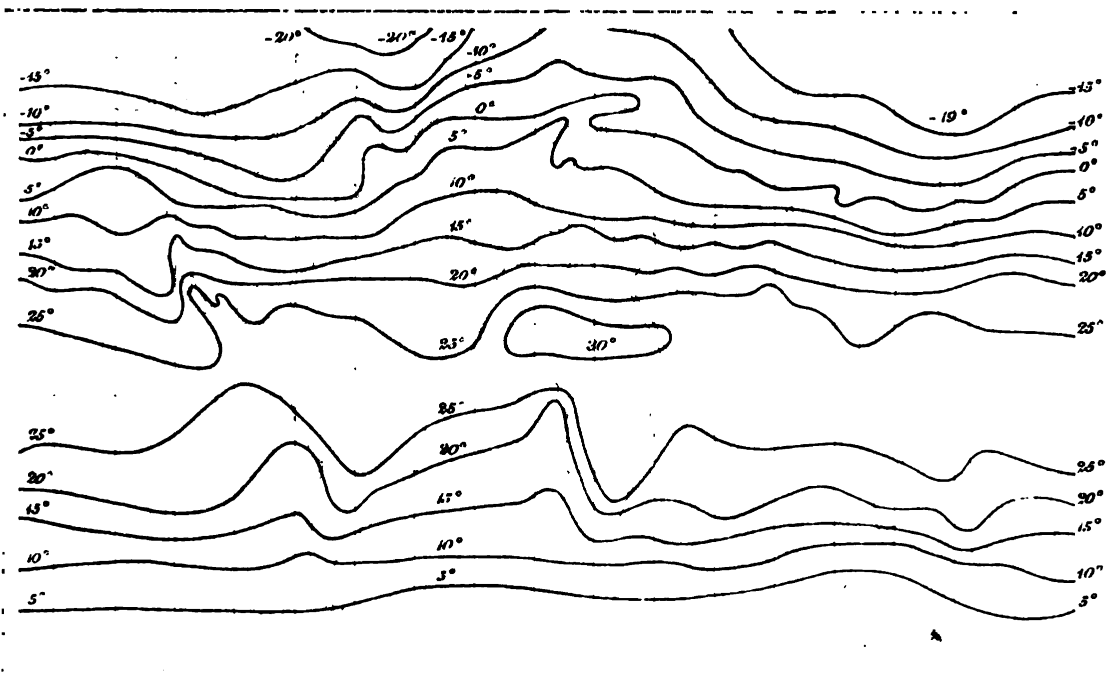
Réaumur
Fahrenheit
80
60
40
20
0
20
40
60
4
6
8
10
12
14
16
18
20
20
18
16
14
12
10
8
6
4
(50)
(77)
(59)
(50)

BUCHAN: Pl. XXX.

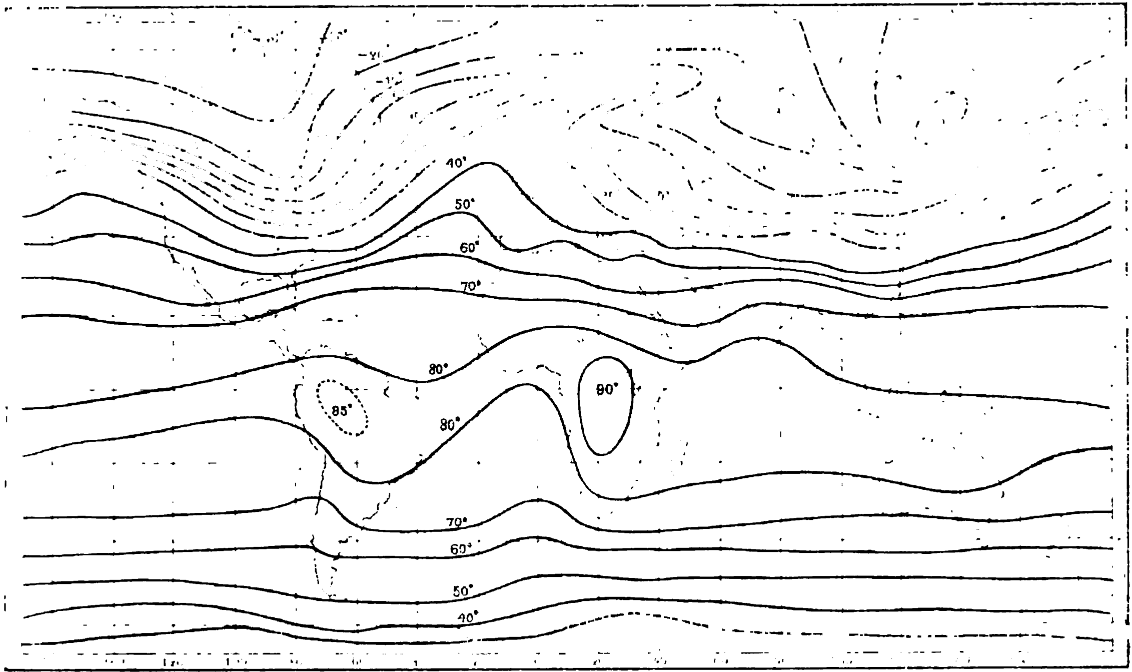
Isothermal Lines shewing the Mean Annual Temperature of the Globe (1868)



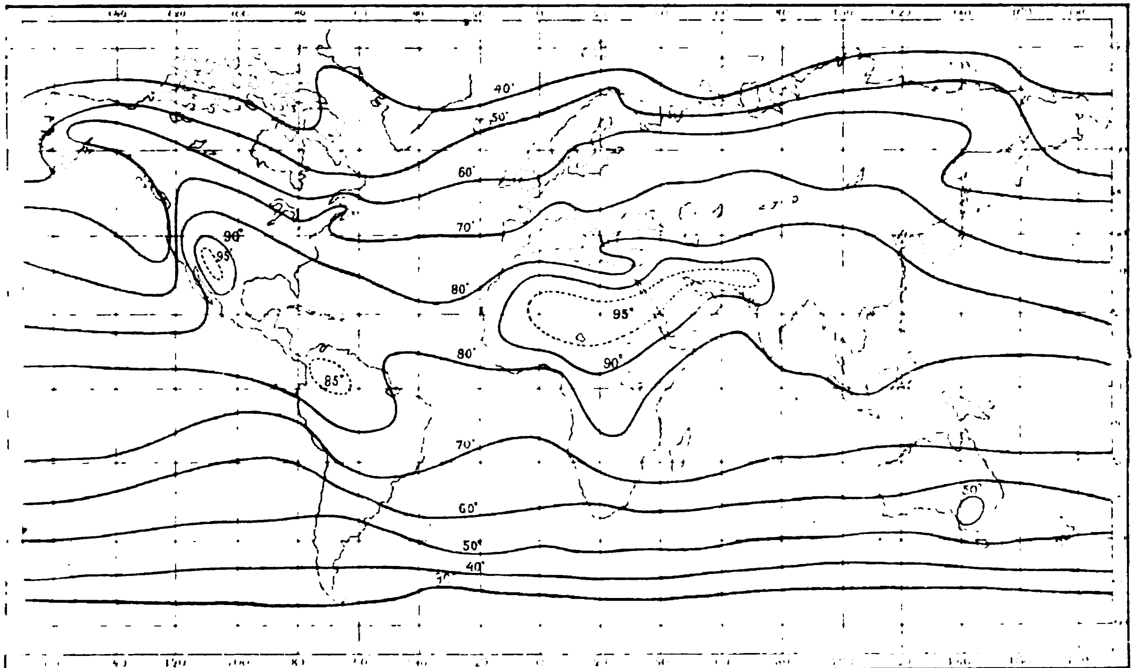
J. HANN: Isothermes de l'année. 1895. Pl. XL.



BUCHAN: ISOTHERMAL LINES SHEWING THE MEAN TEMPERATURE OF THE GLOBE IN JANUARY. 1871.

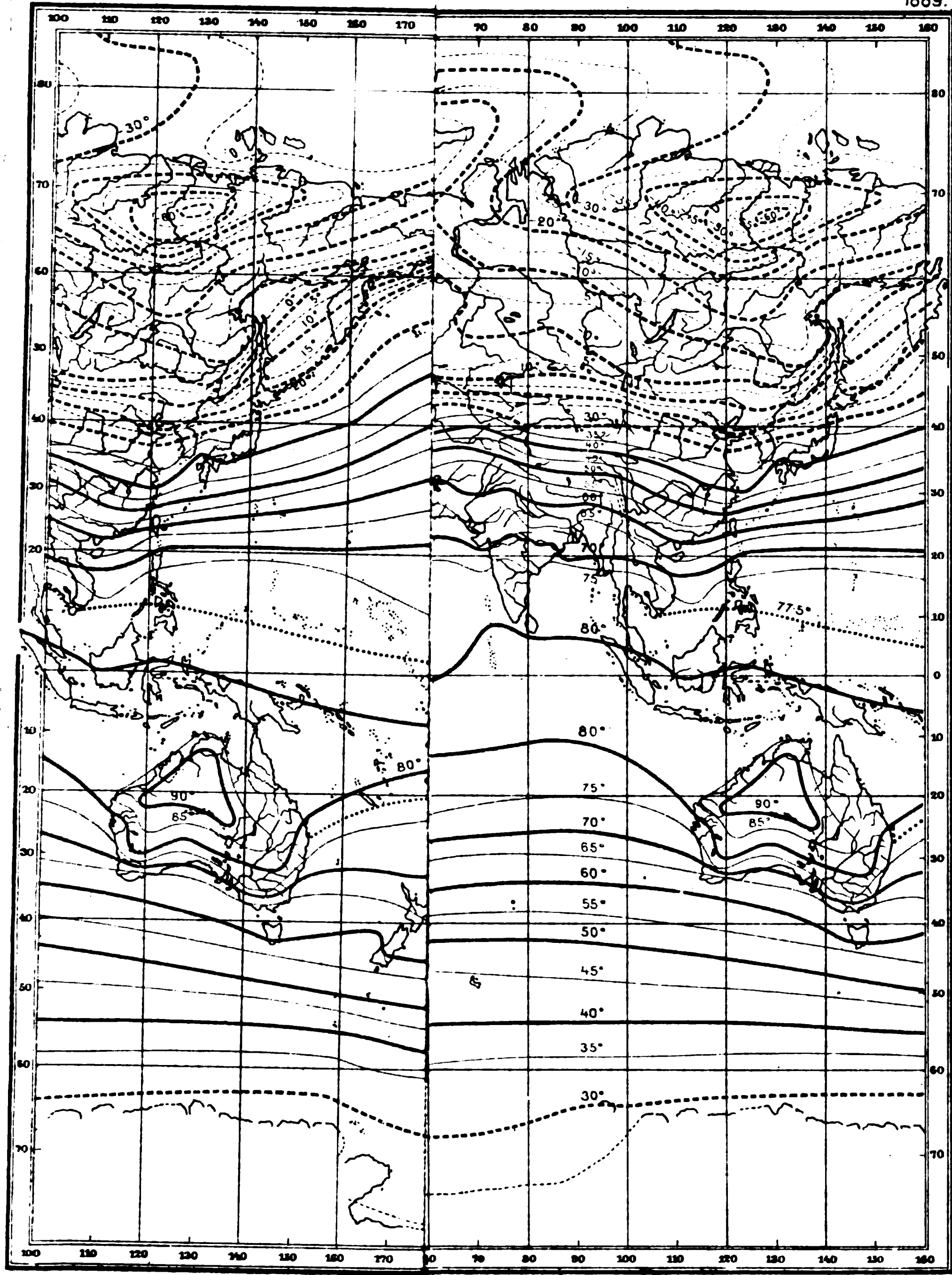


BUCHAN: ISOTHERMAL LINES SHEWING THE MEAN TEMPERATURE OF THE GLOBE IN JULY. 1871.

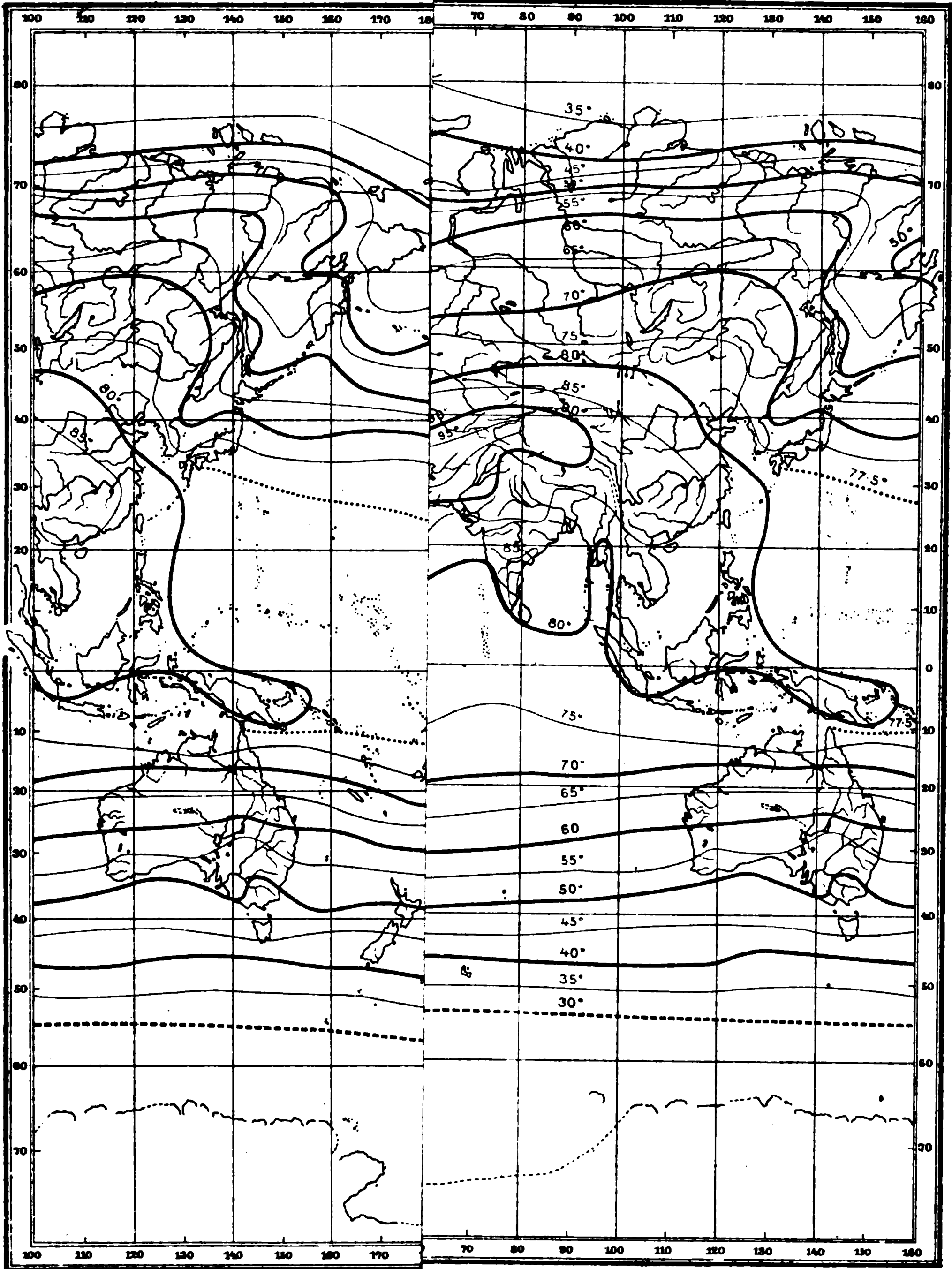


Facsimile par L. Ljunggren, Upsala.

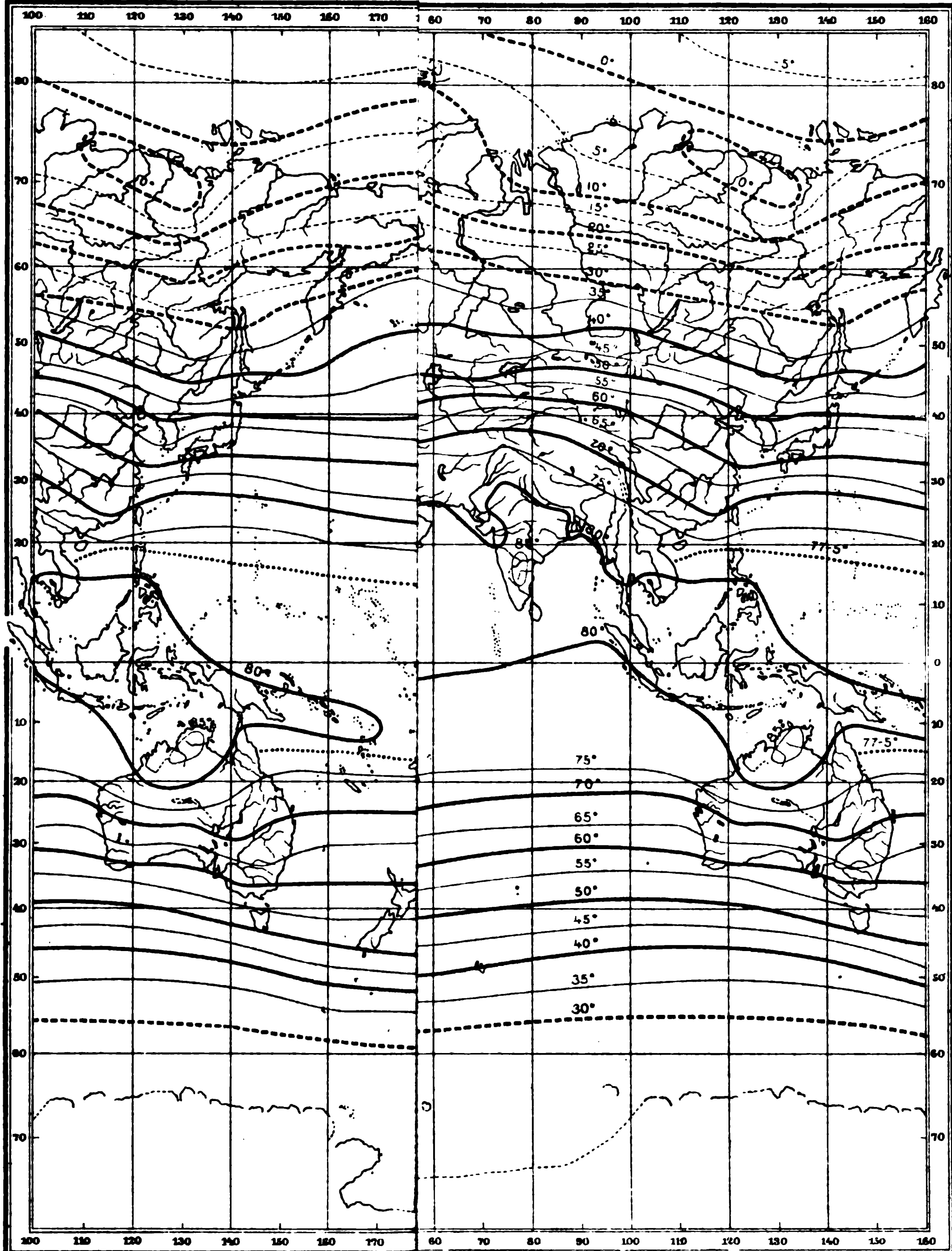
Pl. XXXIII.



BUCHAN 1889.

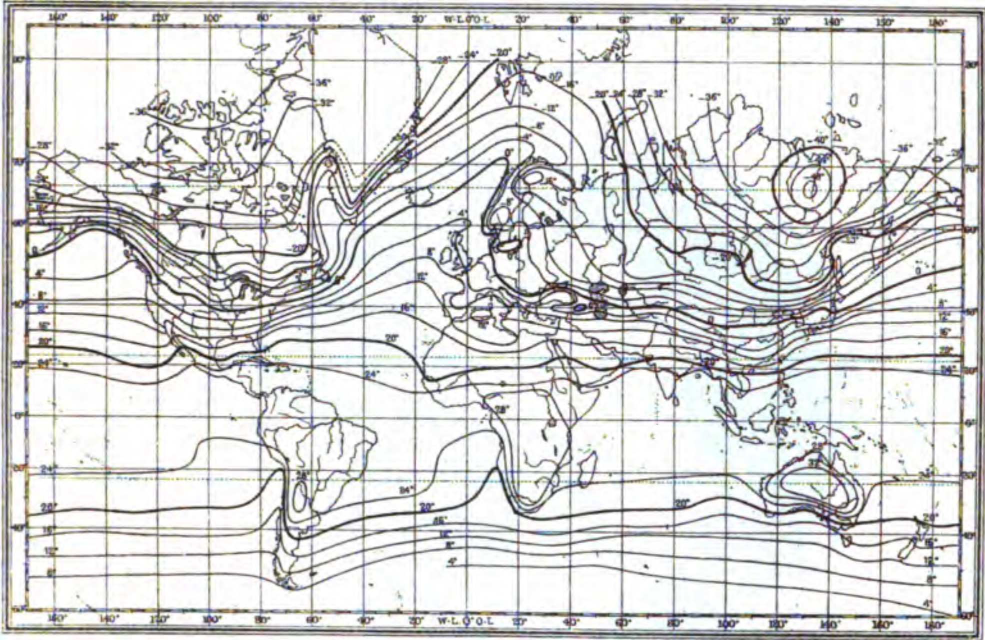

35°
40°
45°
55°
60°
65°
70°
75°
80°
85°
90°
80°
85°
77.5°
85
80°
75°
77.5
70°
65°
60
55°
50°
45°
40°
35°
30°

BUCHAN 1889.


100
110
120
130
140
150
160
170
60
70
80
90
100
110
120
130
140
150
160
0°
5°
10°
15°
20°
30°
35°
40°
45°
50°
55°
60°
65°
75°
80°
77·5°
75°
70°
65°
60°
55°
50°
45°
40°
35°
30°

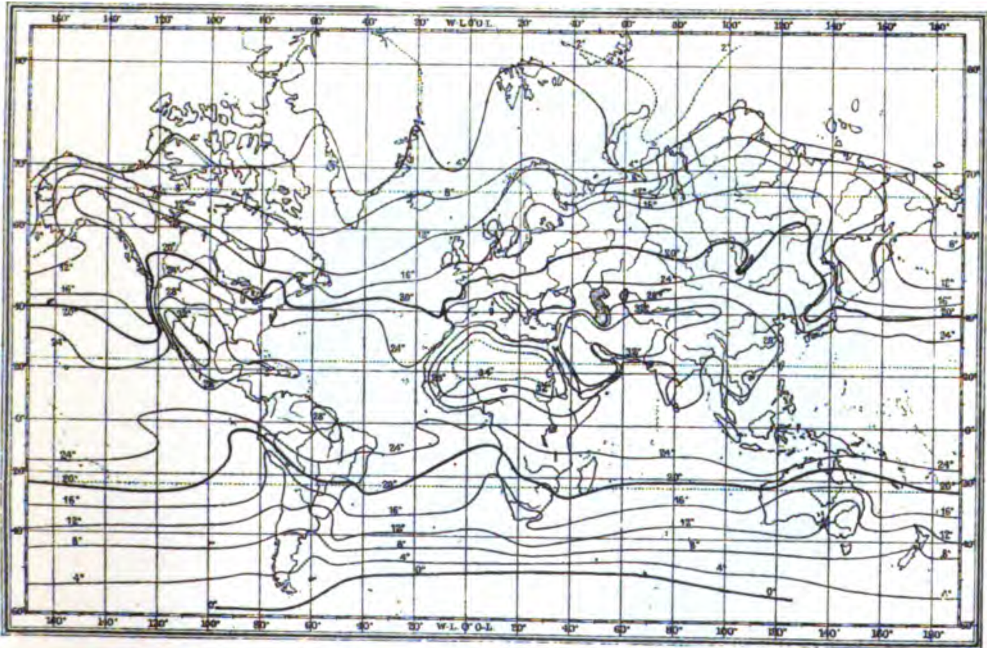
Hann(1901)

Pl. XLI.



Januar-Isothermen.

Pl. XLII.

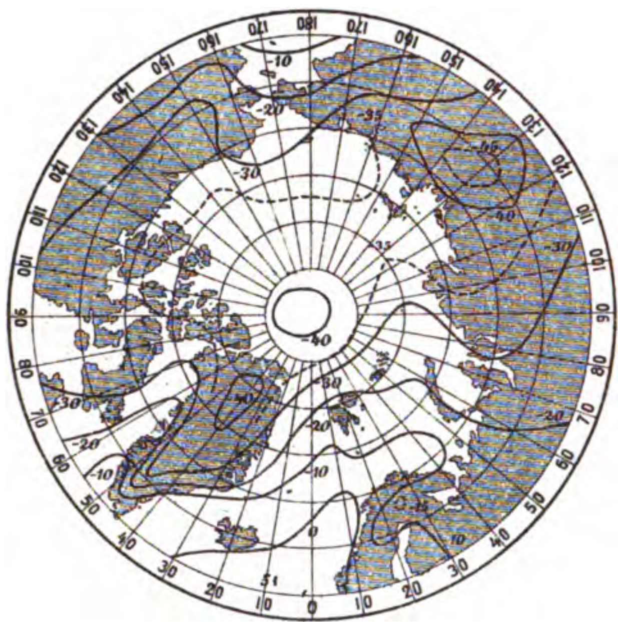


Juli-Isothermen.

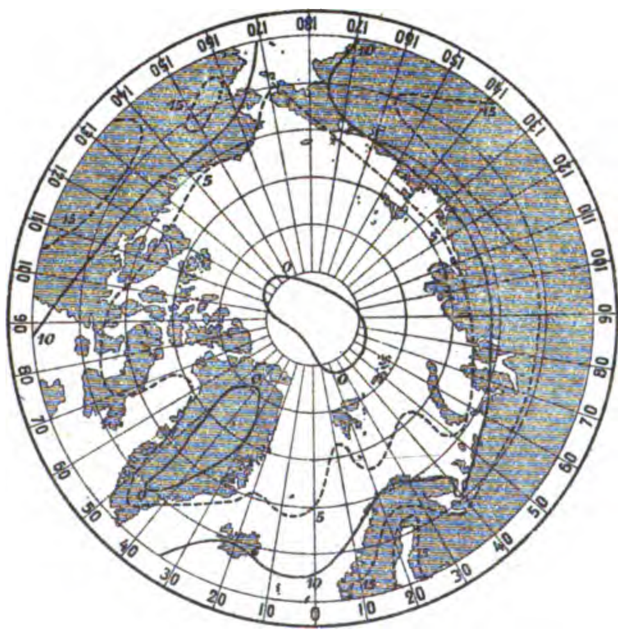
Mohn.

Isotherms

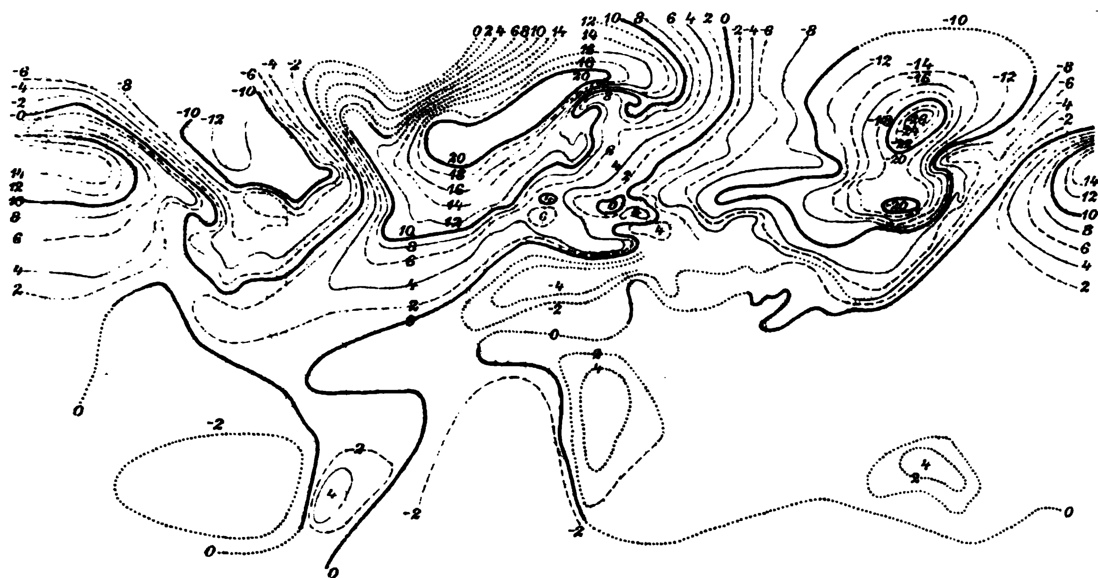
January



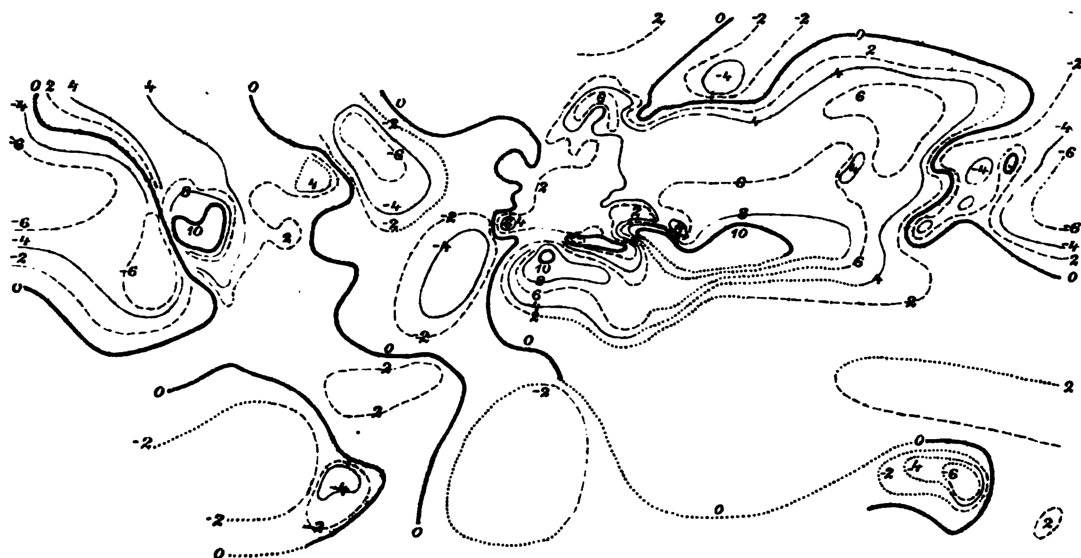
July

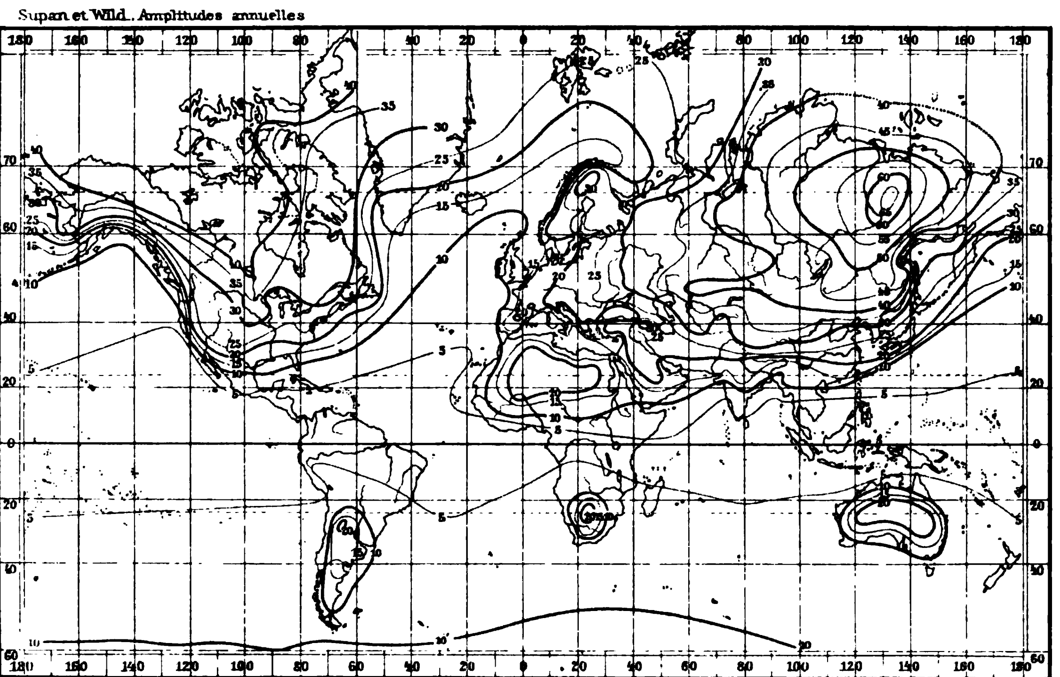


Teisserenc de Bort et Wild: Isanomales de Janvier. 1879.

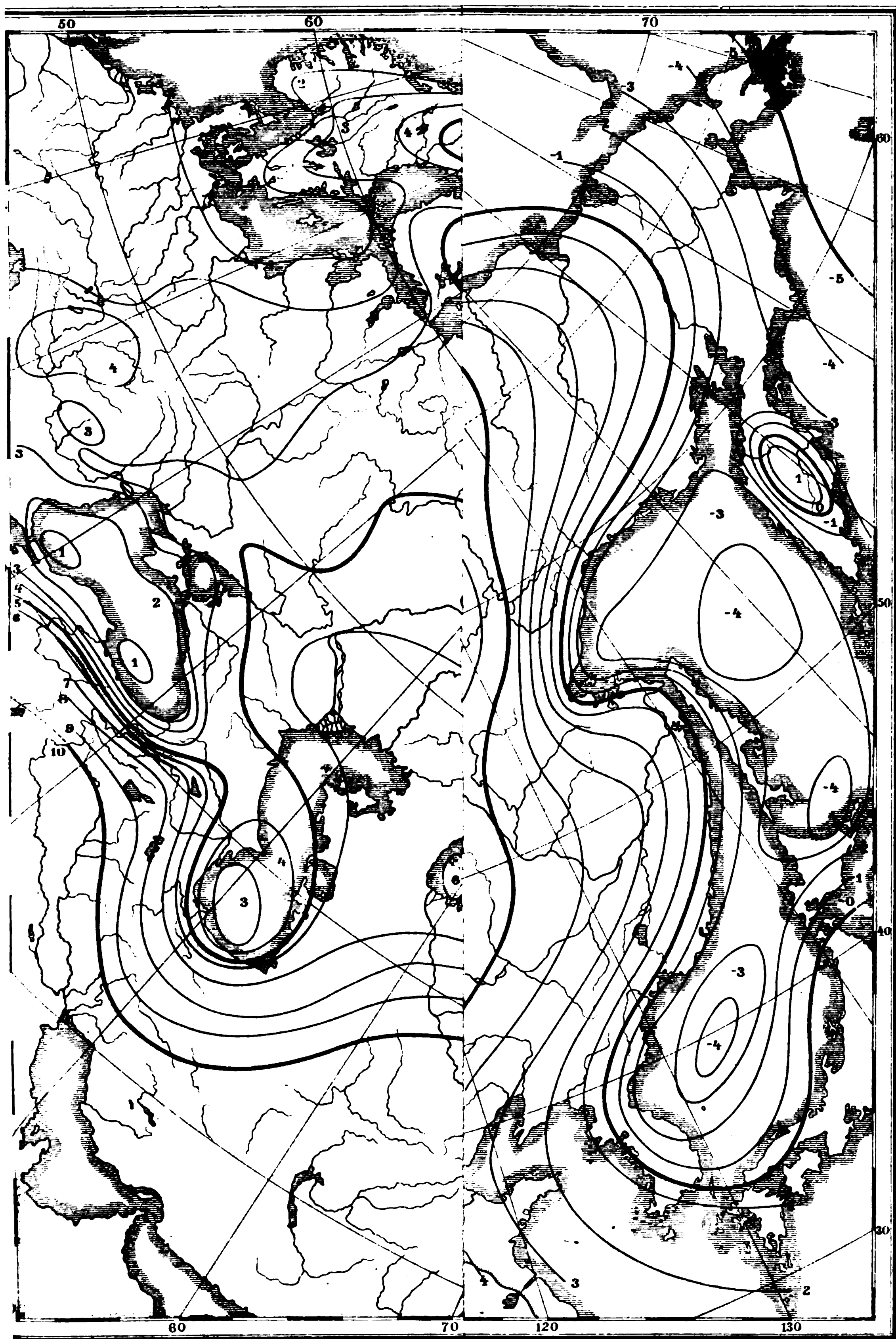


Teisserenc de Bort et Wild: Isanomales de Juillet 1879.




Supan et Wild. Amplitudes annuelles

ИЗАНОМАЛЫ ІЮЛЯ. ISANOMALEN DES JULI.



L. TEISSERENC DE BORT.

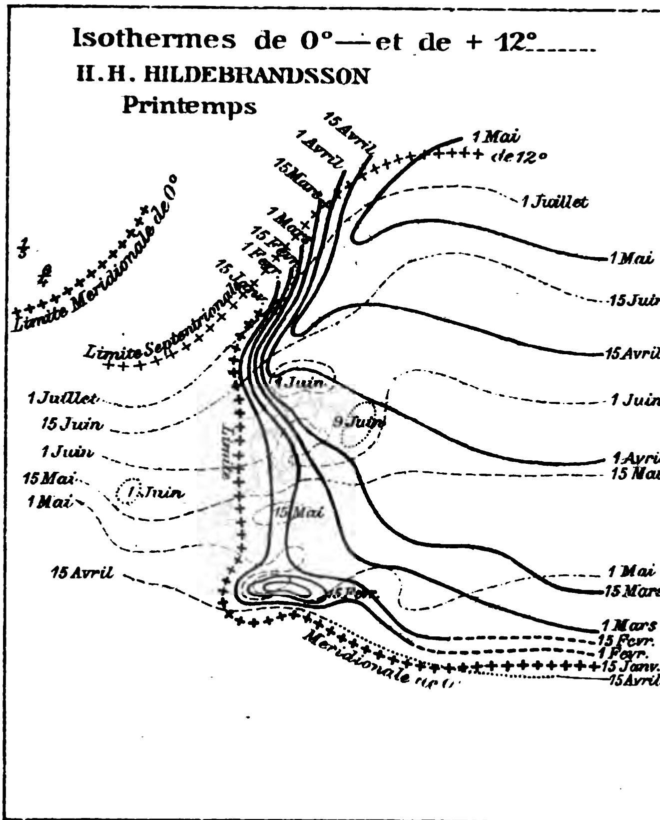
ISOTHERMES MOYENNES DE JANVIER.

Bordeaux
La Corogne
Marseille
Porto
Barcelone
Madrid
Lisbonne
Alicante
Alger
San Fernando

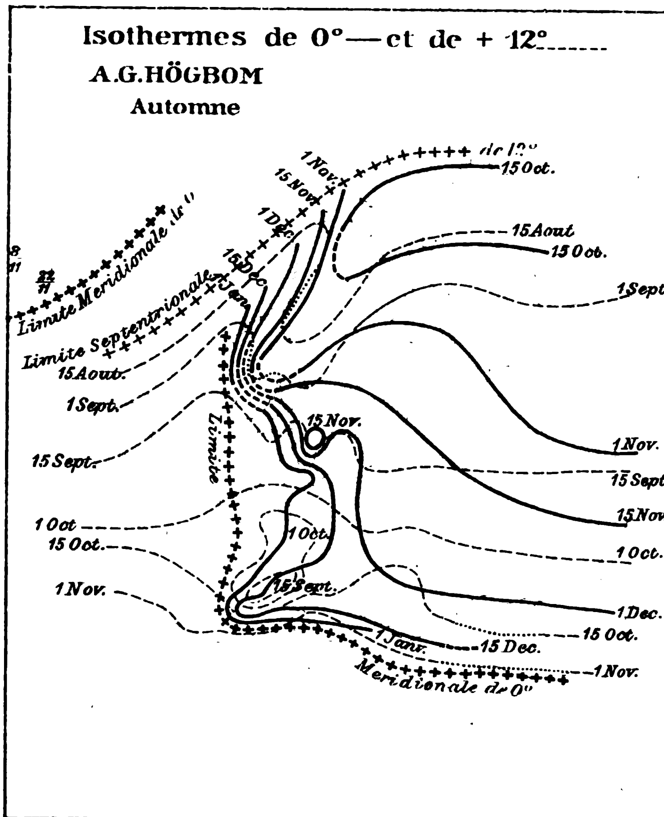
L. TEISSERENC DE BORT.

ISOTHERMES MOYENNES DE JUILLET.

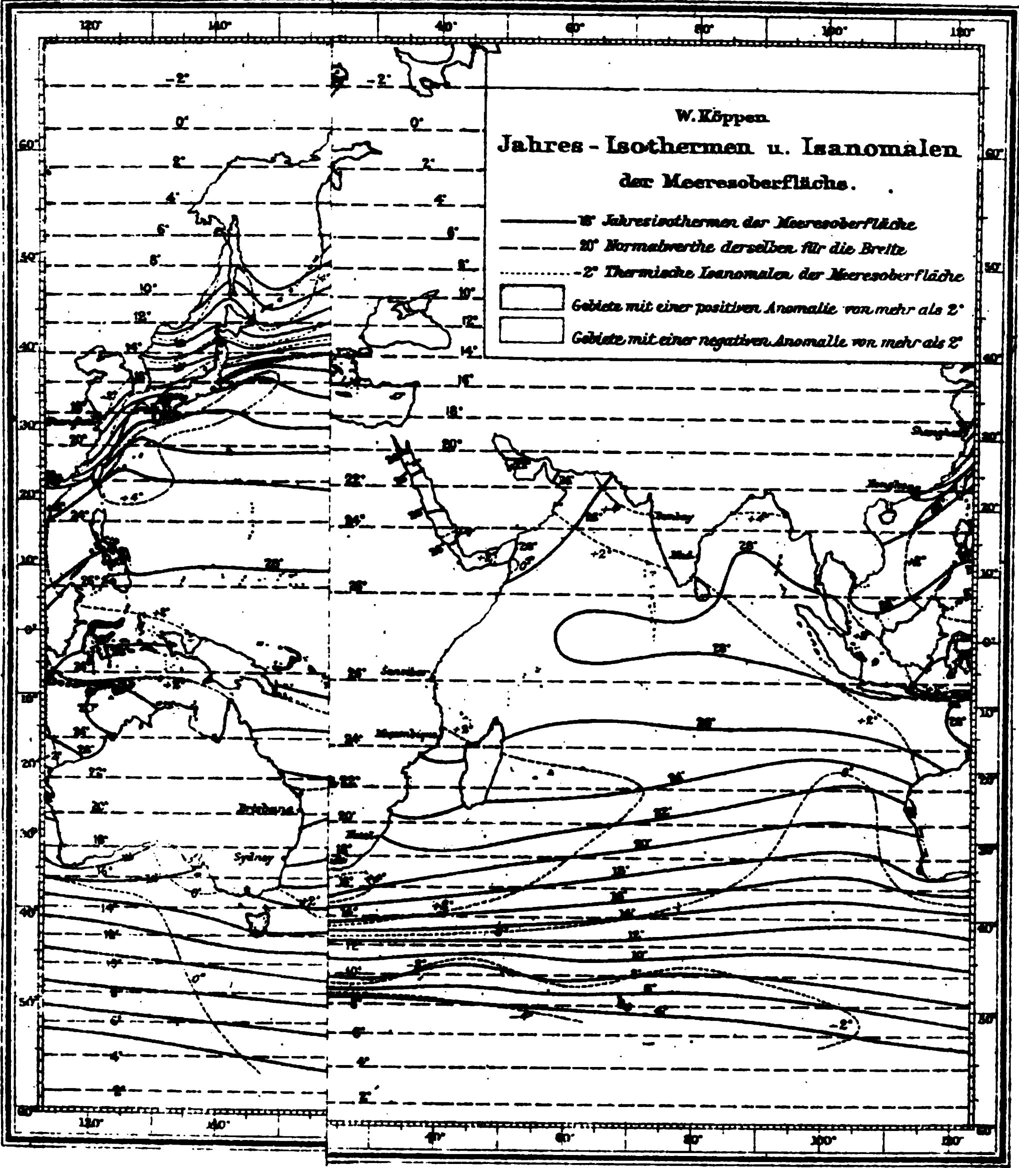
Bordeaux
La Corogne
Marseille
Porto
Barcelone
Madrid
Lisbonne
Alicante
Alger
San Fernando



Isothermes de 0°— et de + 12°......
H. H. HILDEBRANDSSON
Printemps
15 Avril
1 Avril
15 Mars
1 Mars
15 Févr.
1 Févr.
15 Janv.
1 Mai
de 12°
1 Juillet
1 Mai
15 Juin
15 Avril
1 Juin
1 Avril
15 Mai
1 Mai
15 Mars
1 Mars
15 Févr.
1 Févr.
15 Janv.
15 Avril
Limite Méridionale de 0°
Limite Septentrionale
Limite
1 Juillet
15 Juin
1 Juin
15 Mai
1 Mai
15 Avril
1 Juin
9 Juin
15 Mai
Méridionale de 0°



Isothermes de 0°— et de + 12°......
A.G. HÖGBOM
Automne
1 Nov.
15 Nov.
1 Déc.
15 Déc.
15 Oct.
15 Aout
15 Oct.
1 Sept.
1 Nov.
15 Sept.
15 Nov.
1 Oct.
1 Dec.
15 Oct.
15 Dec.
1 Nov.
Limite Méridionale de 0°
Limite Septentrionale
Limite
15 Aout.
1 Sept.
15 Sept.
1 Oct
15 Oct.
1 Nov.
15 Nov.
1 Oct.
15 Sept.
1 Janv.
Méridionale de 0°



Fotolit. Gen. Stab. Lit. Anst. Stockh.

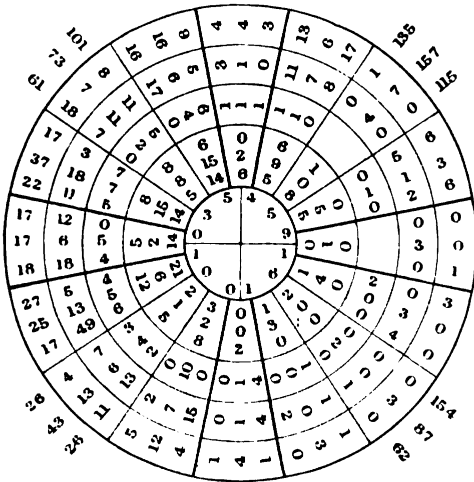




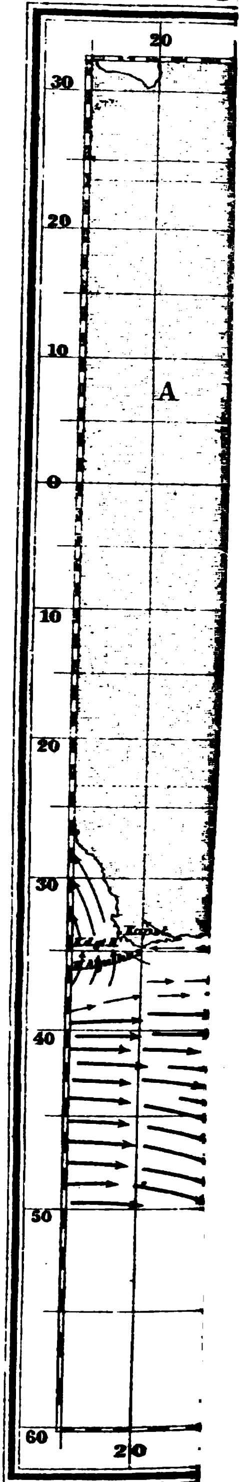
Pilot. Chart. by M. J. Maury 1852.

Diagram A.

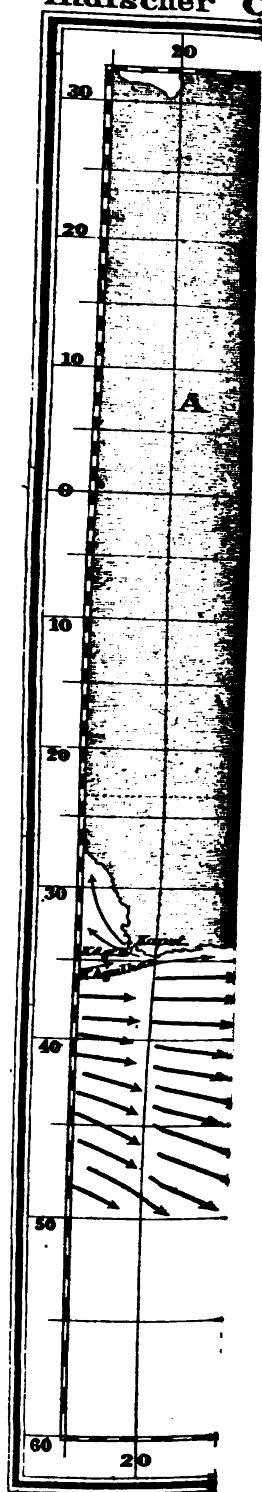




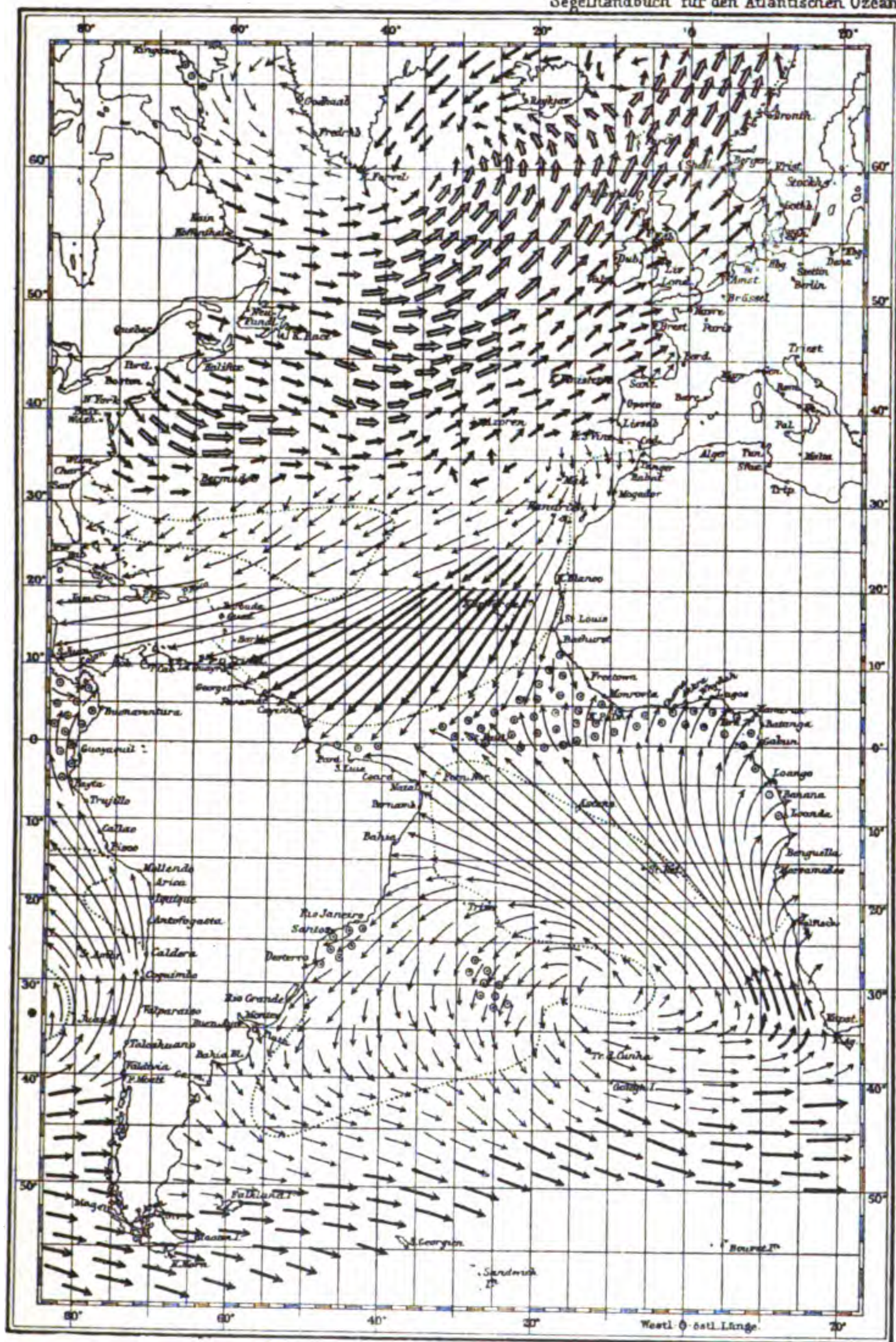
Indischer O



Indischer C



Windverhältnisse der Monate Januar und Februar. Pl. LXII.



Erklärung der Zeichen:

	durchschnittliche Fahrt raumschoots	durchschnittliche Windstärke 0-12	durchschnittliche W.-geschw. m. p. sek.
→●	unter 4 Knoten	unter 3	unter 5
→	4-7	3 - 4¾	5—9
⟶ (stärker)	7-9	4¾ - 6	9—18
⟶ (sehr stark)	gekürzte Segel	über 6	über 18

.... Windstärke 4 Beauf.

⟶ } beständige Winde

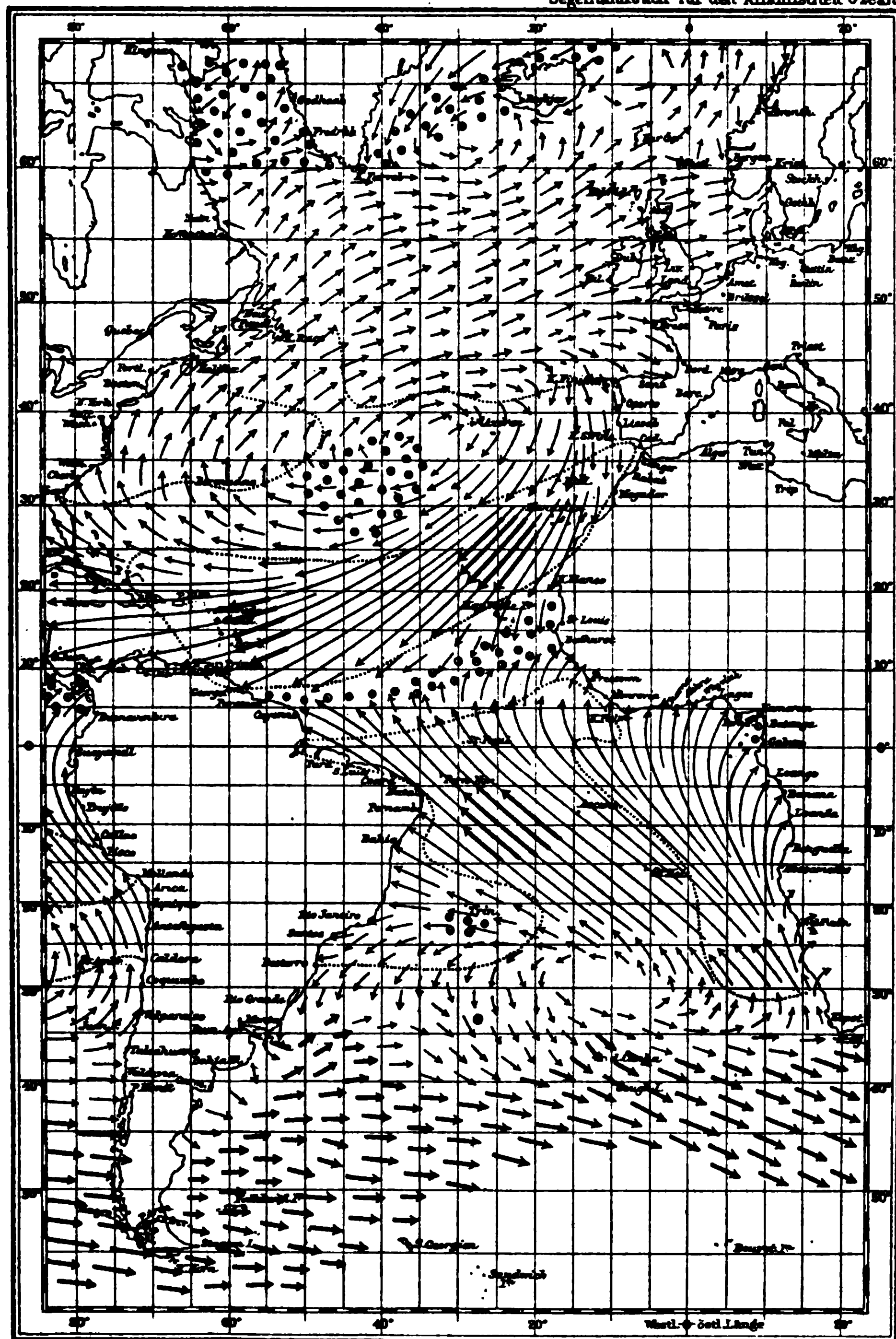
→ → → } veränderliche Winde

Die Pfeile fliegen mit dem Winde

Windverhältnisse der Monate Juli und August.

Pl. LXIII.

Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean.



Erklärung der Zeichen:

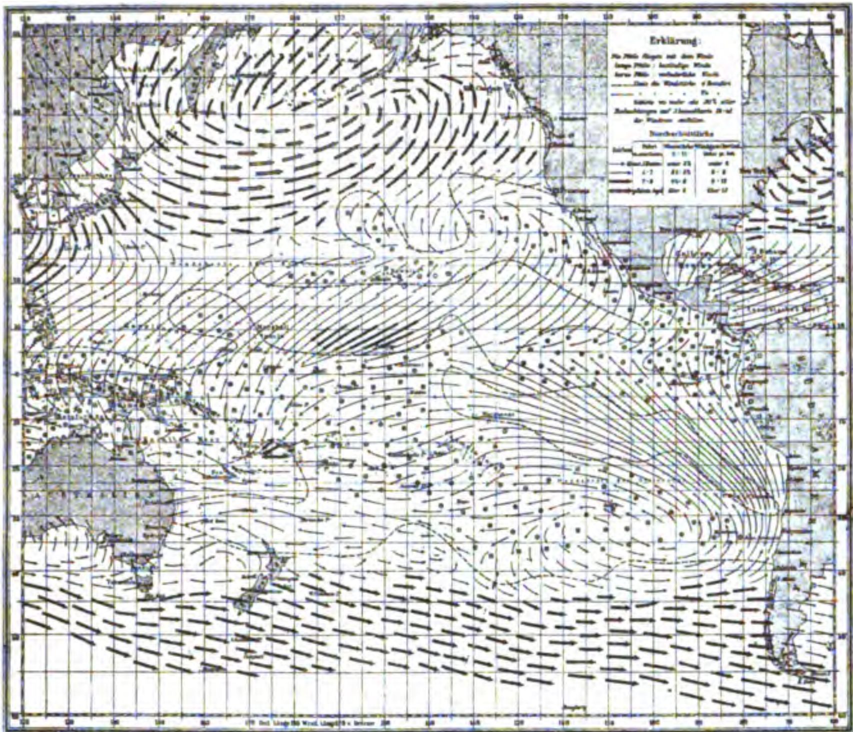
	durchschnittliche Fahrt raumschots	Windstärke 0-12	W-geschw. m p sek.
→●	unter 4 Knoten	unter 3	unter 5
→	4-7	3 - 4½	5 - 9
→	7-9	4½ - 6	9—12
→	gekürzte Segel	über 6	über 12

.... Windstärke 4 Beauf.

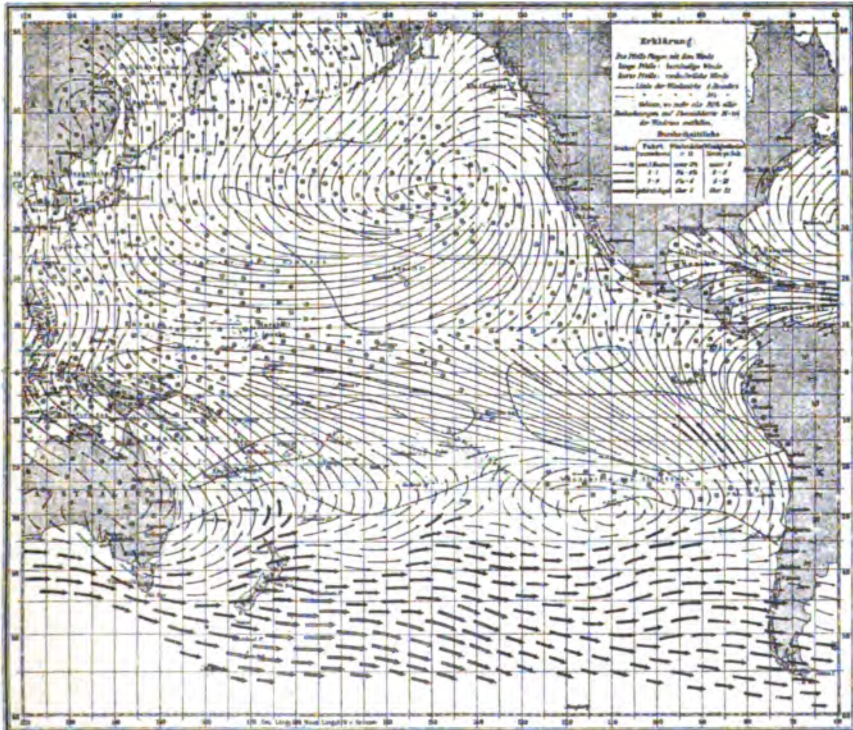
→ } beständige Winde

→ → → } veränderliche Winde

Die Pfeile fliegen mit dem Winde

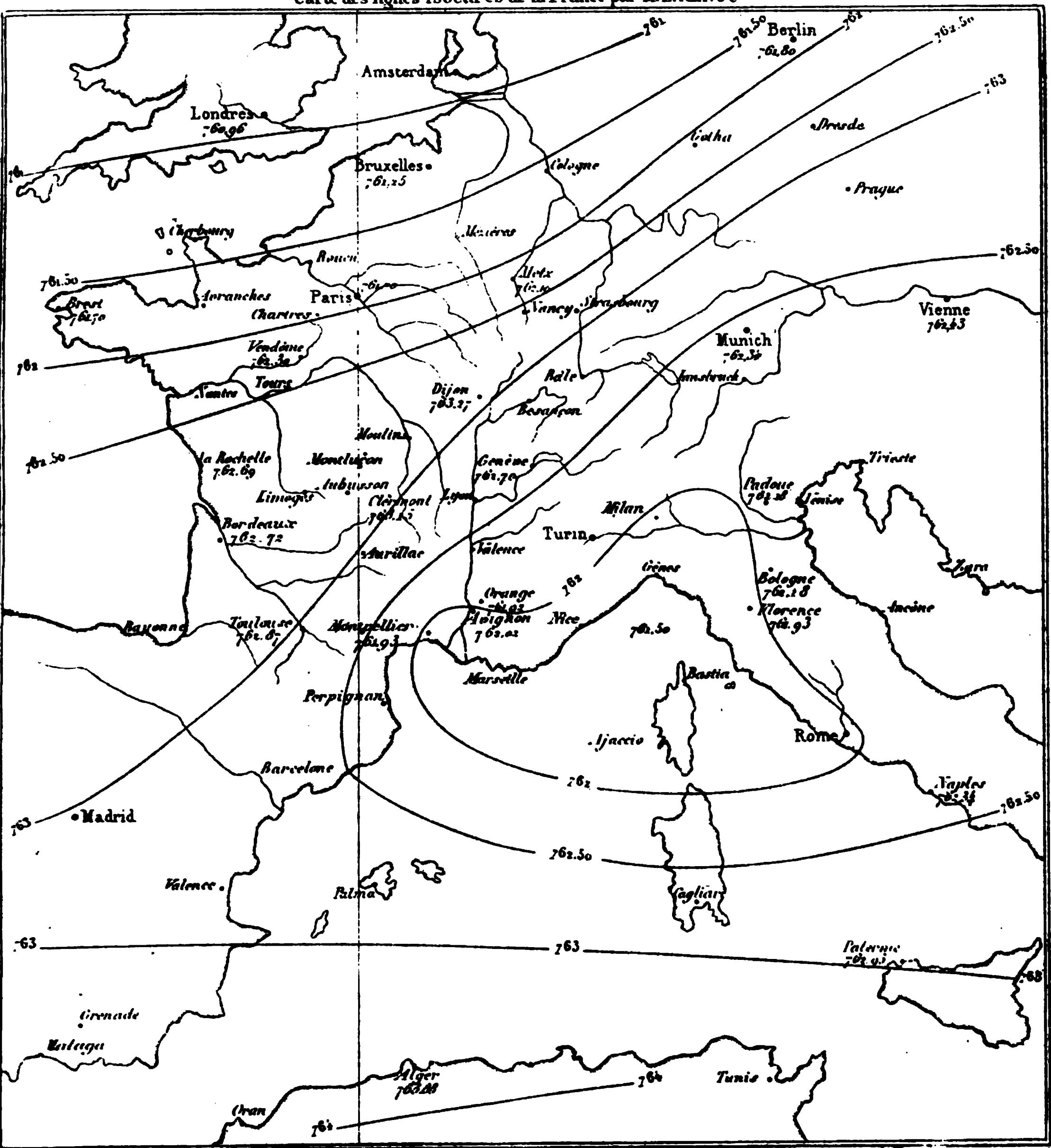


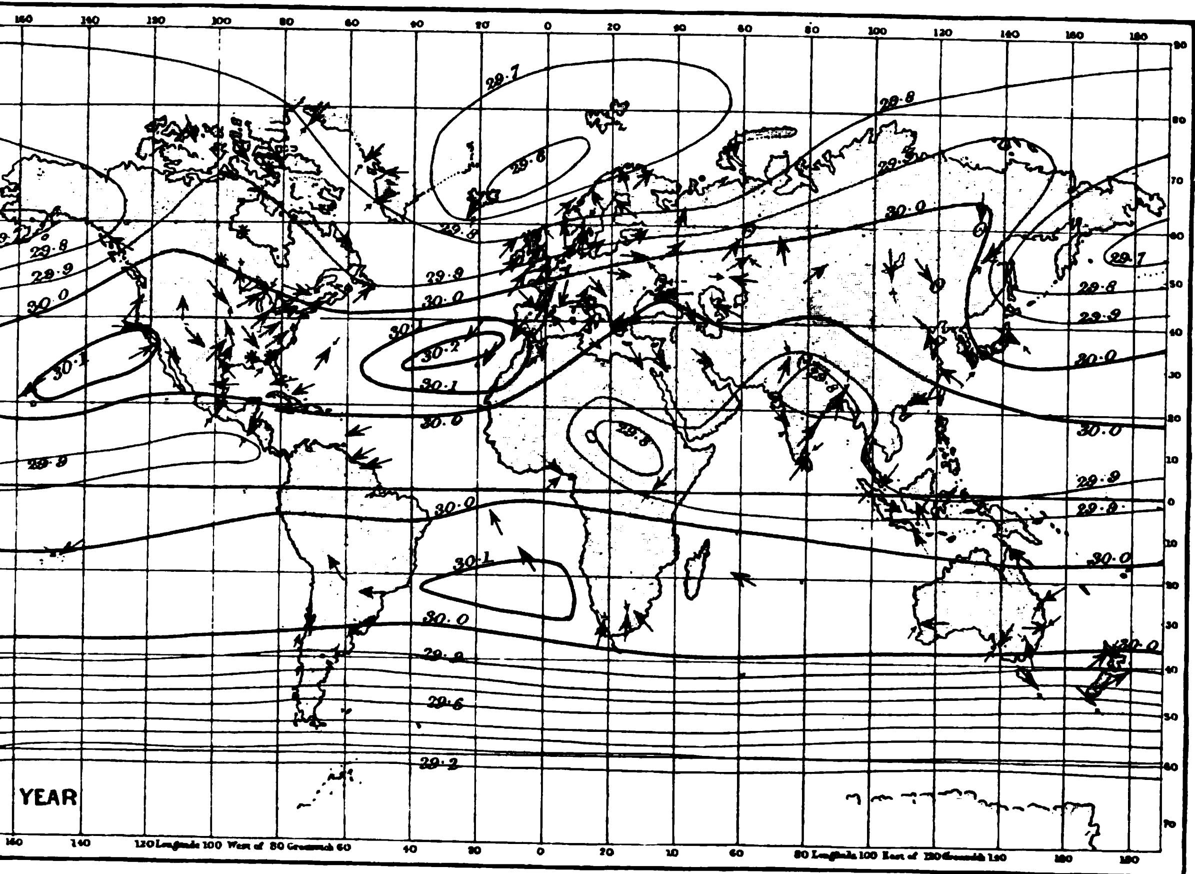
Windverhältnisse des Stiller Ozean im Januar und Februar. Nach dem Segelhandbuch der Deutschen Seewarte.



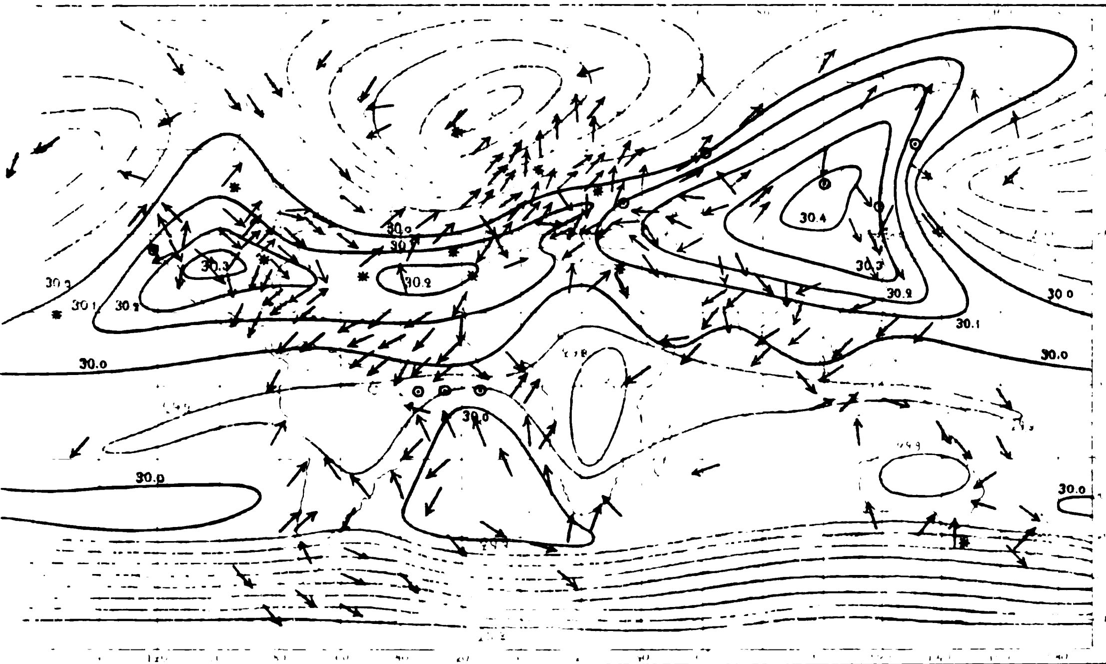
Windverhältnisse des Stiller Ozean im Juli und August. Nach dem Segelhandbuch der Deutschen Seewarte.

Carte des lignes Isobares de la France par M.E. RENOU

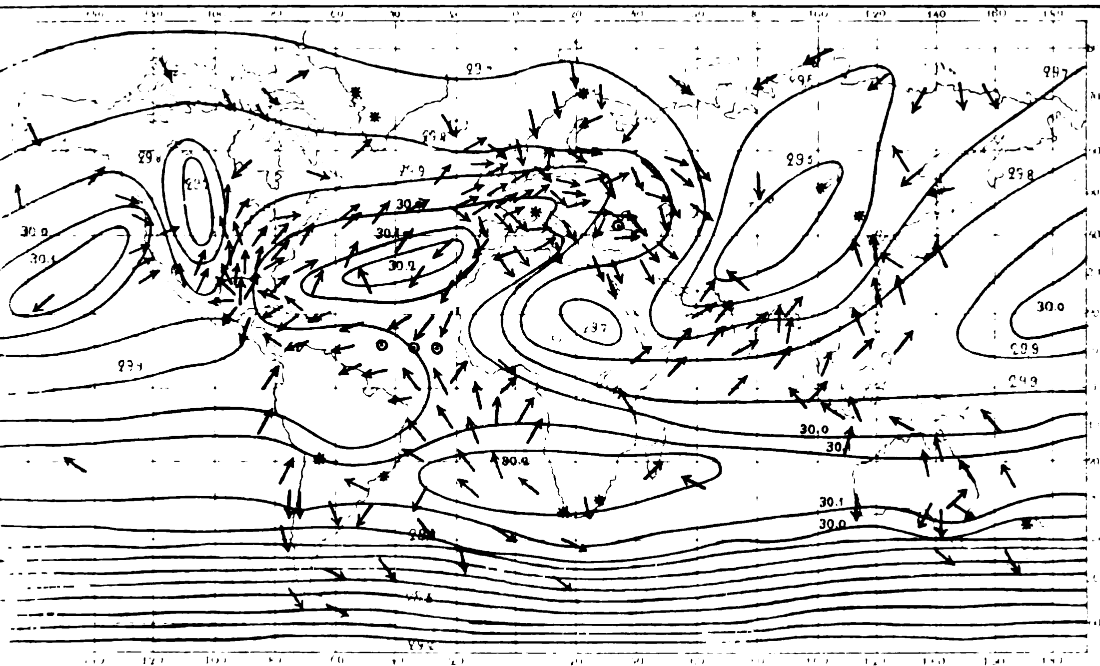



YEAR
29·7
29·8
29·9
30·0
30·1
30·2
29·6
29·2
120 Longitude 100 West of 80 Greenwich 60
80 Longitude 100 East of 120 Greenwich 140

Buchan: ISOBARIC LINES shewing in English Inches the Mean Atmospheric Pressure, and, by Arrows, the Prevailing Winds over the Globe in January. 1871.



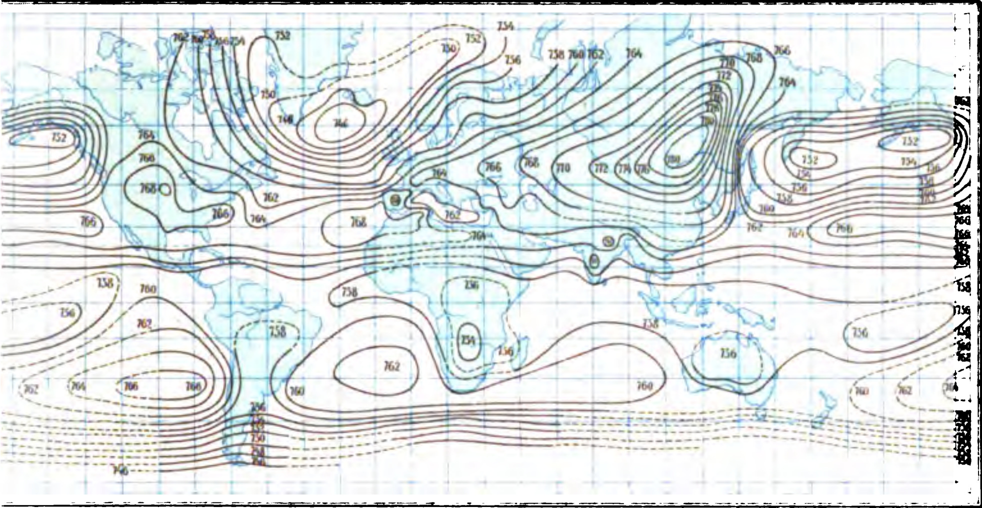
Buchan: ISOBARIC LINES shewing in English Inches the Mean Atmospheric Pressure, and, by Arrows, the Prevailing Winds over the Globe in July. 1871.



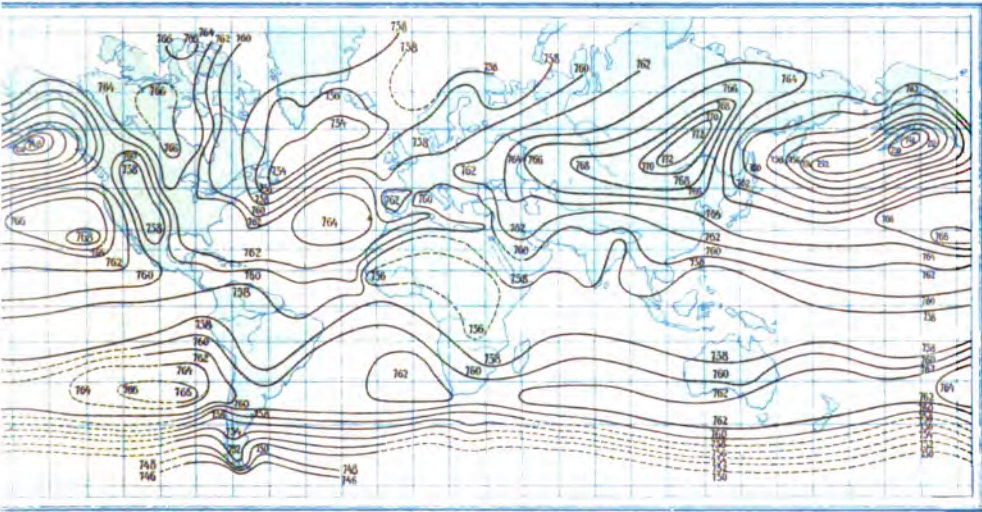
Facsimile par L. Ljunggren, Upsala.

Pl. LXVIII.

L. Teisserenc de Bort. Isobares.



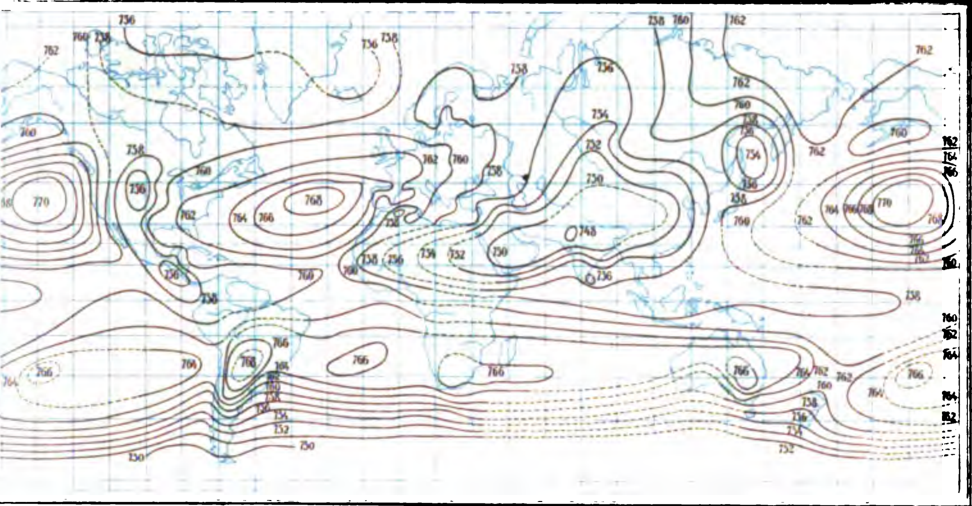
Janvier.



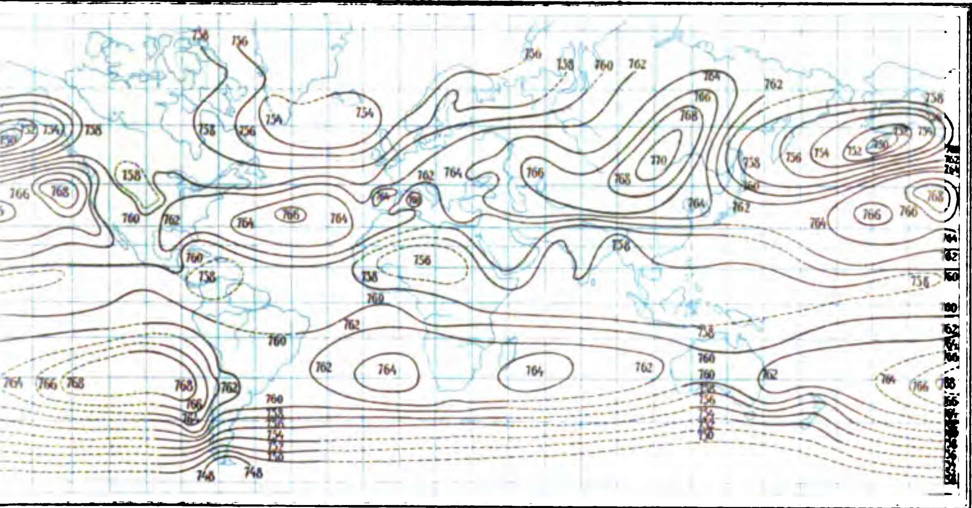
Mars.

L. Teisserenc de Bort.

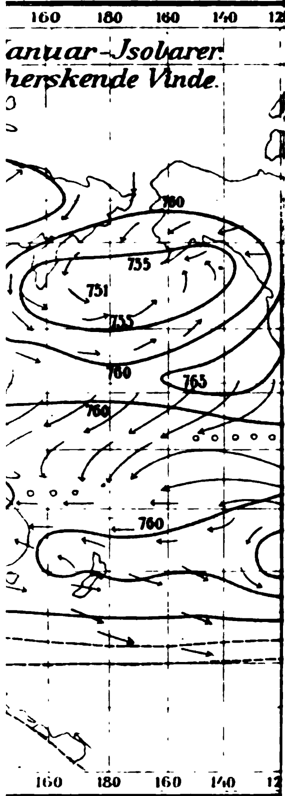
Isobares.



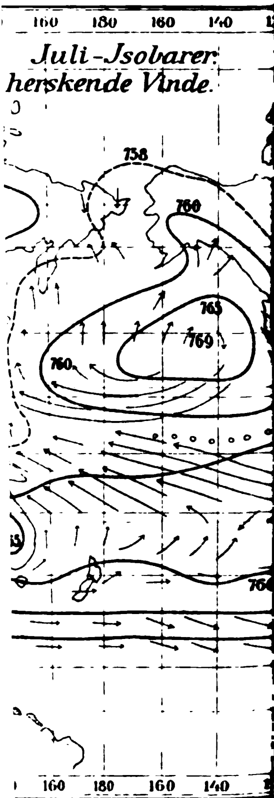
Juillet.



Octobre.


.(1903)
160 180 160 140
anuar-Jsobarer.
herskende Vinde.
760
755
751
755
760
765
760
760
160 180 160 140


120
110
100
90
80
70
60

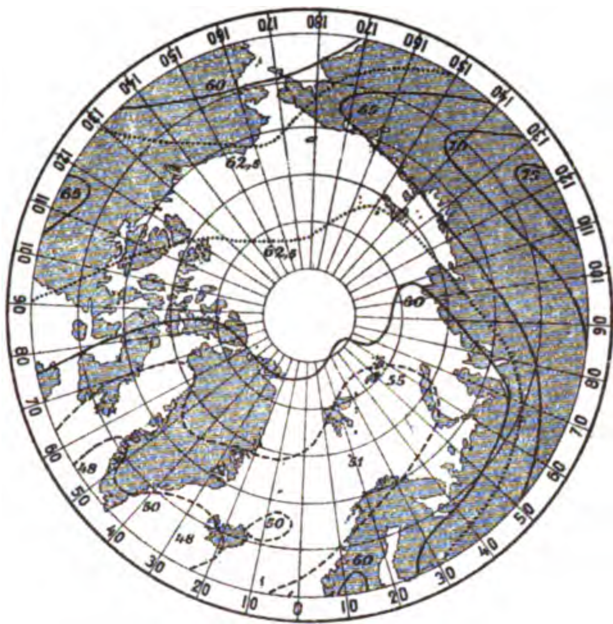

160 180 160 140
Juli-Jsobarer.
herskende Vinde.
758
760
765
769
760
760
160 180 160 140


120
110
100
90
80
70
60

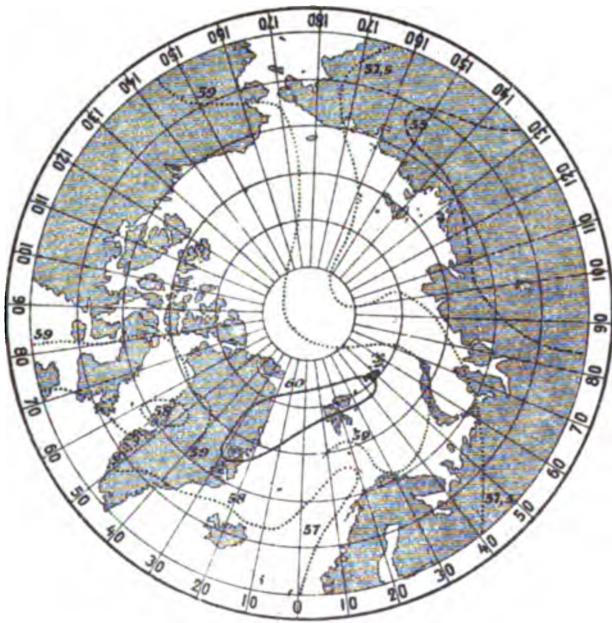
ohn.

Isobars

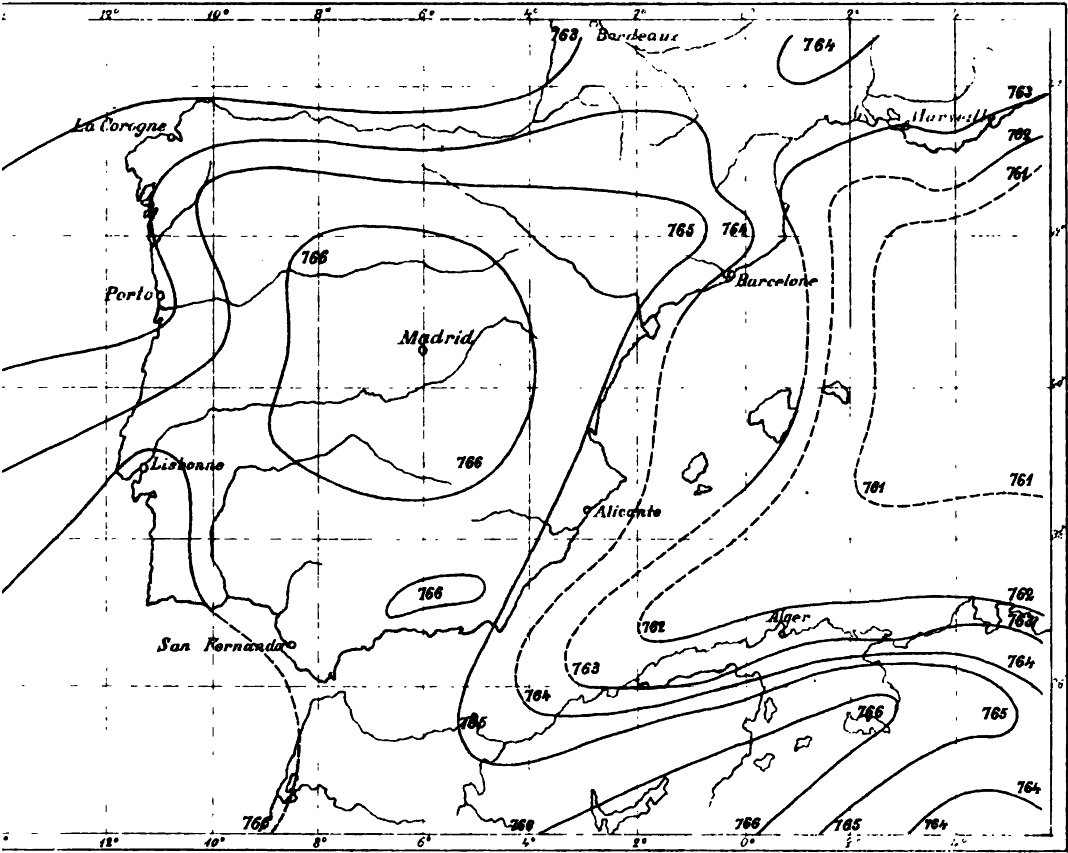
January



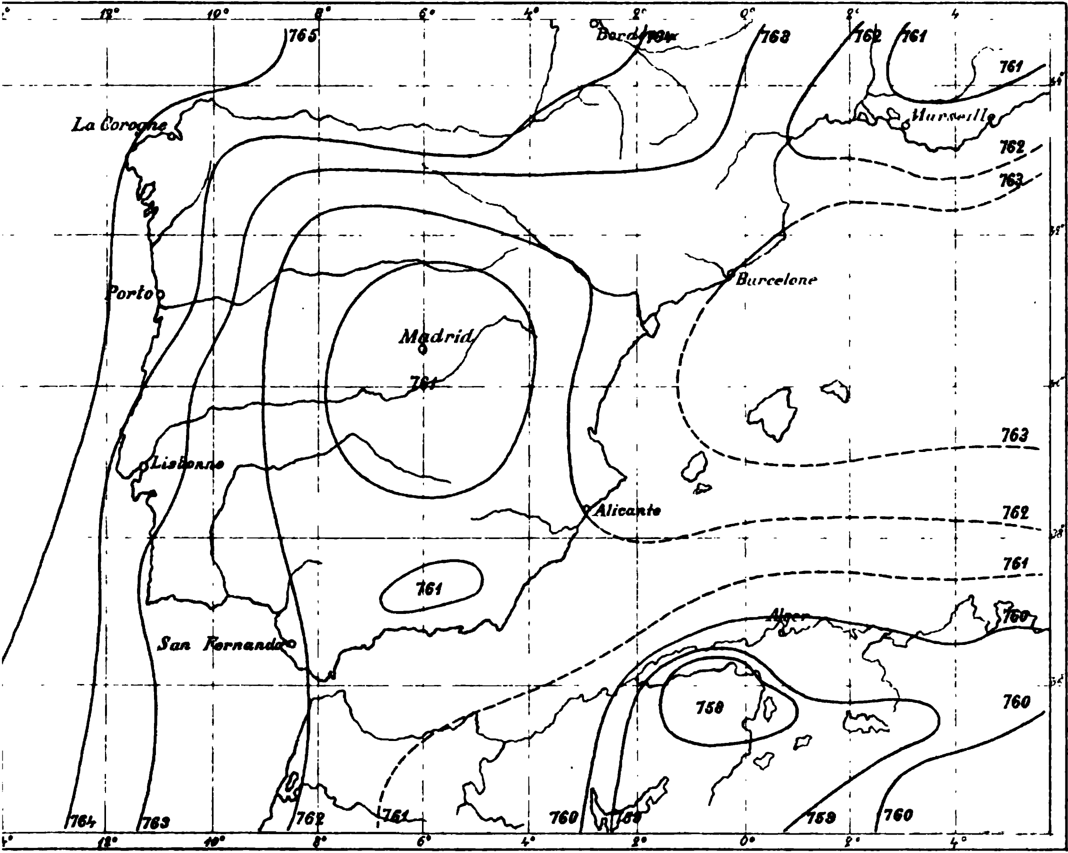
July



SERENC DE BORT. **ISOBARES MOYENNES DE JANVIER.** Pl. LXXII.



SERENC DE BORT. **ISOBARES MOYENNES DE JUILLET.**



Monats-Isobaren im Meeres-Niveau.

JANUARI

JULI

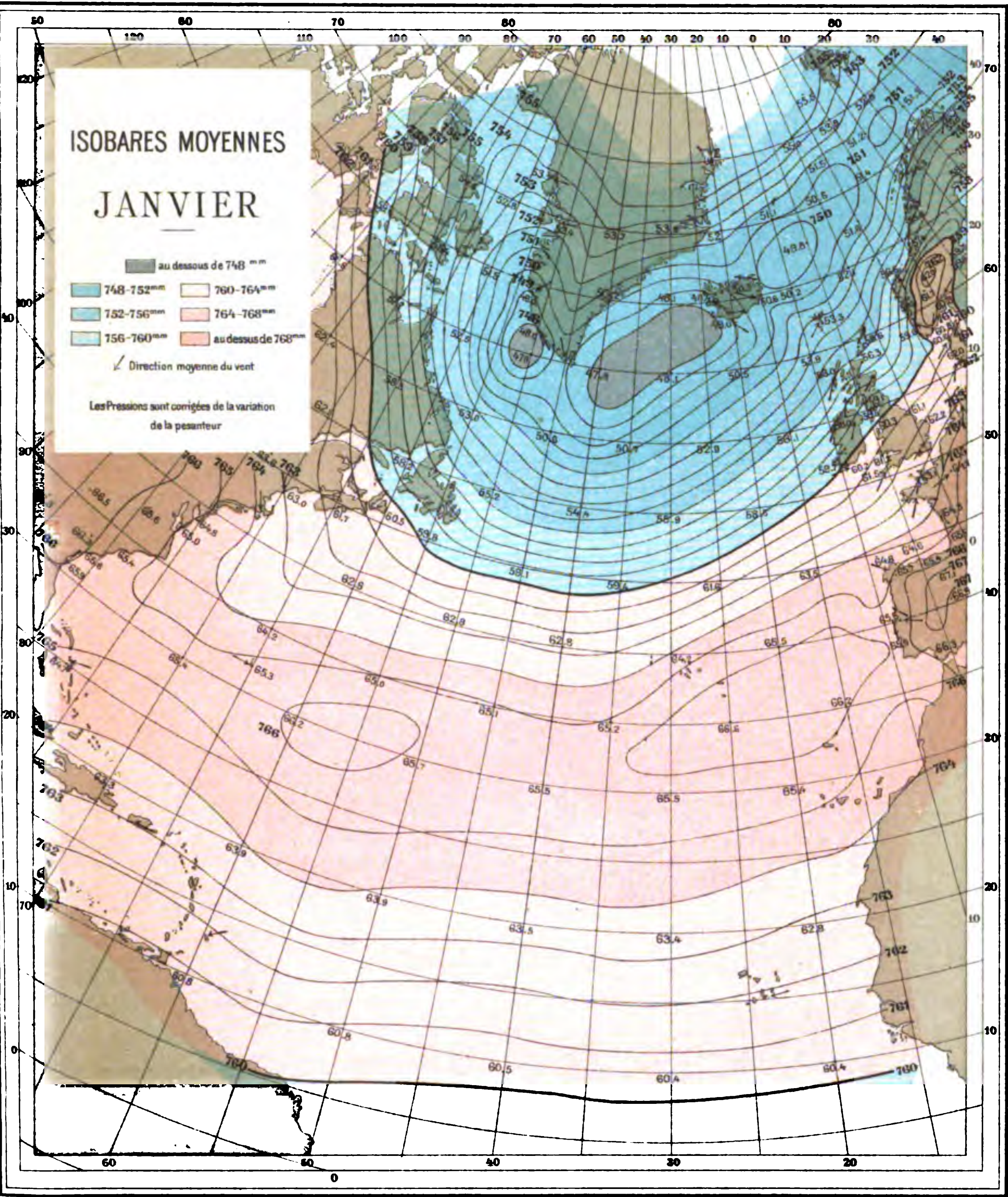
Pl. LXXIV.

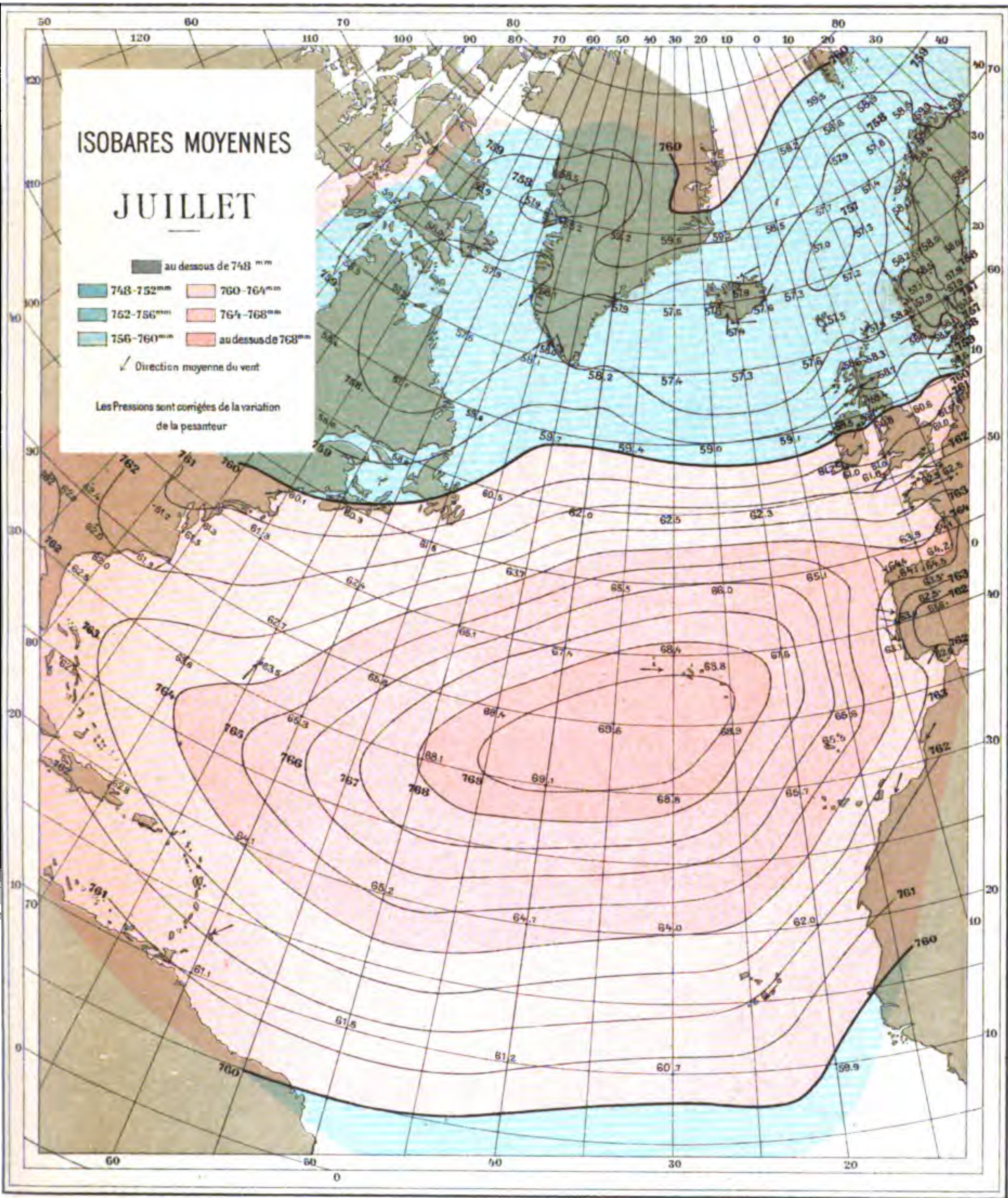
H.E.Hamberg.

Janvier.

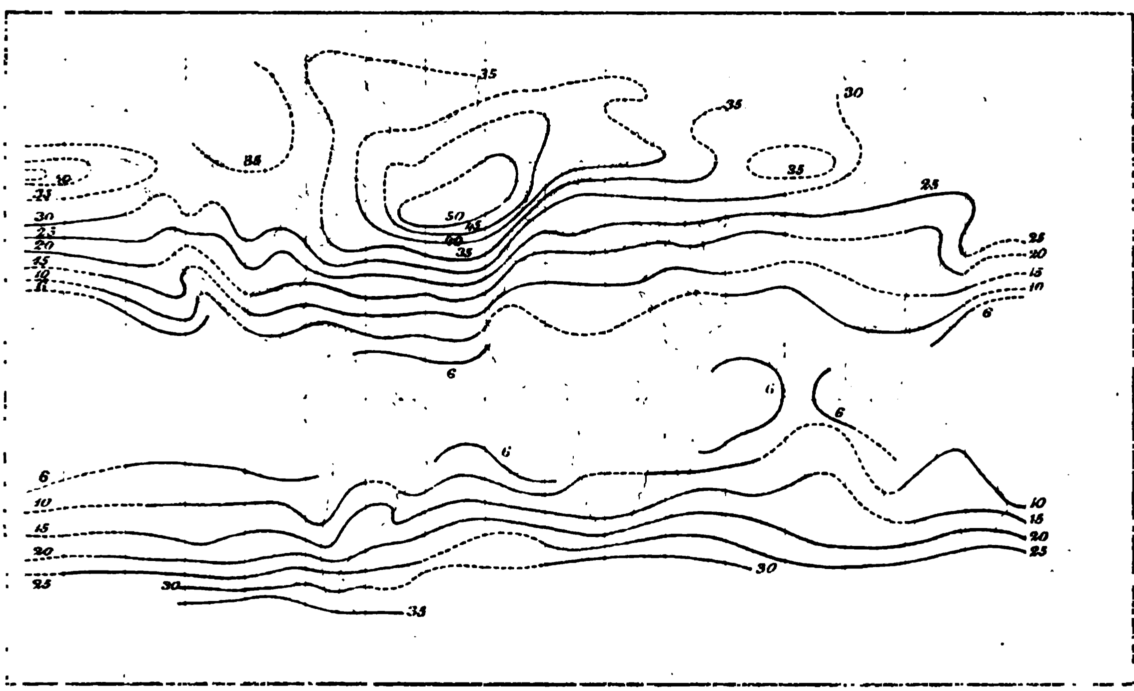


Pression barométrique moyenne au niveau de la mer et à la pesanteur normale 1866 — 1895.

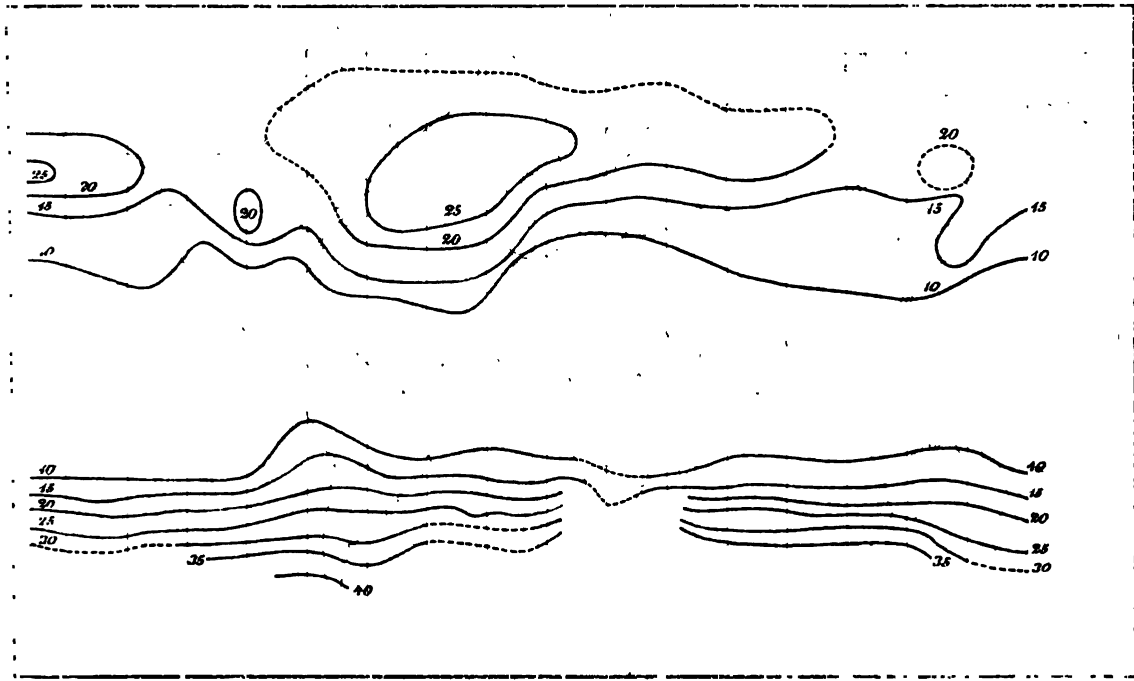

ISOBARES MOYENNES
JANVIER
au dessous de 748 mm
748-752mm
752-756mm
756-760mm
760-764mm
764-768mm
au dessus de 768mm
Direction moyenne du vent
Les Pressions sont corrigées de la variation de la pesanteur


ISOBARES MOYENNES
JUILLET
au dessous de 748 mm
748-752 mm
752-756 mm
756-760 mm
760-764 mm
764-768 mm
au dessus de 768 mm
Direction moyenne du vent
Les Pressions sont corrigées de la variation de la pesanteur

KÖPPEN: Amplitude mensuelle barométrique, Hiver Pl. LXXVIII.

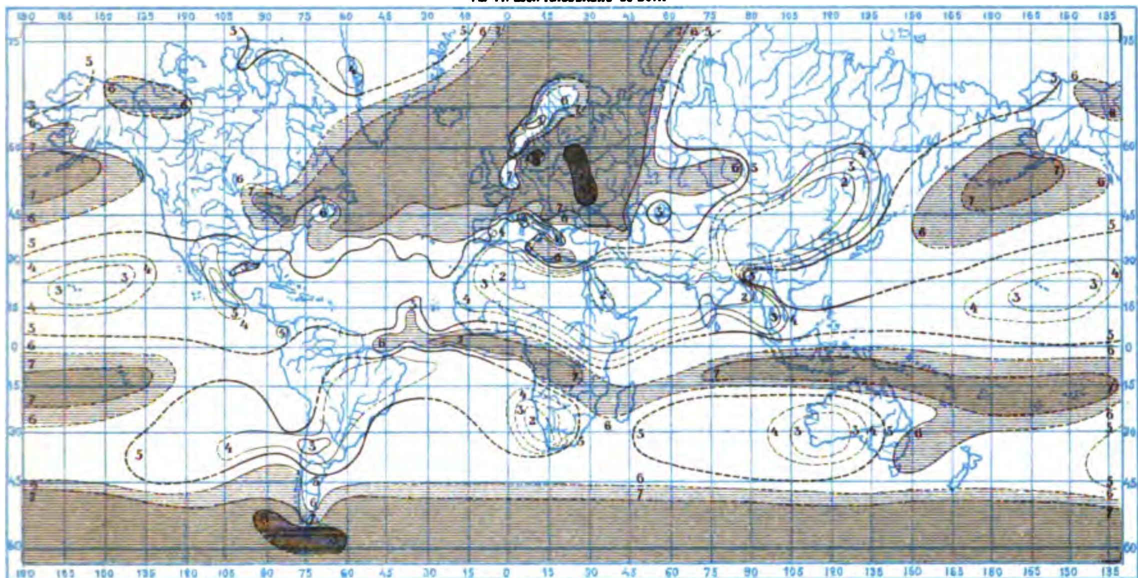


KÖPPEN: Amplitude mensuelle barométrique, Eté



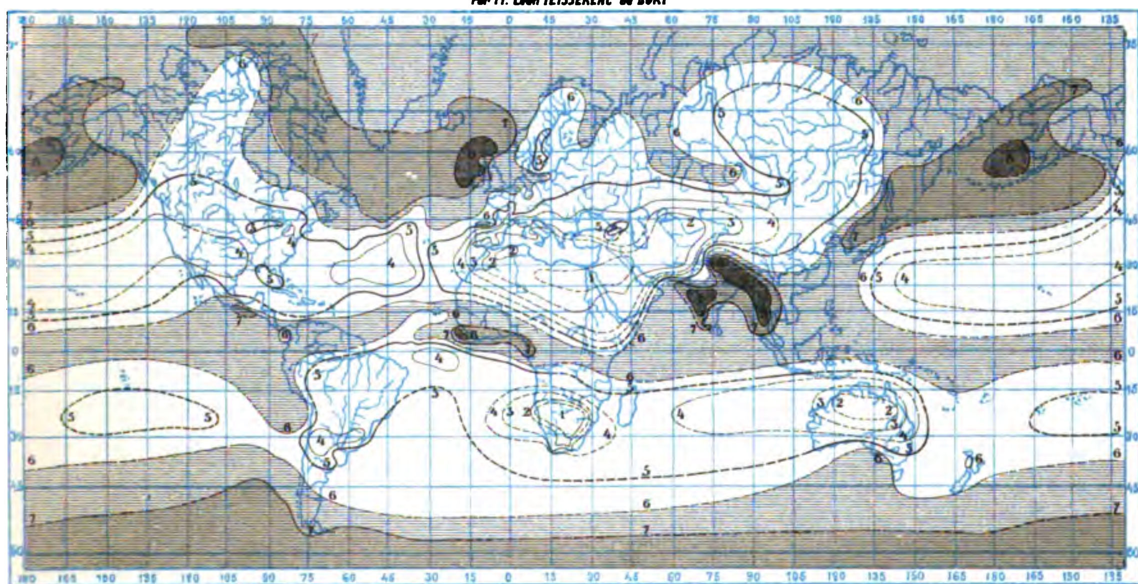
ISONEPHES MOYENNES DE JANVIER Pl. LXXIX.

Par M. Léon TEISSERENC de BORT



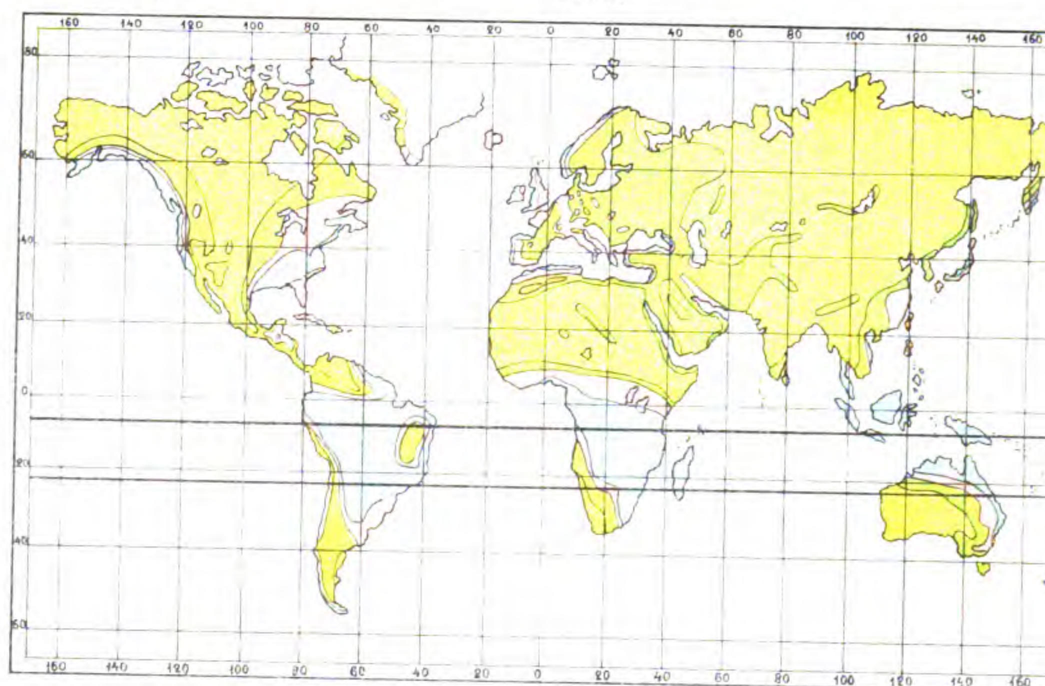
ISONEPHES MOYENNES DE JUILLET

Par M. Léon TEISSERENC de BORT

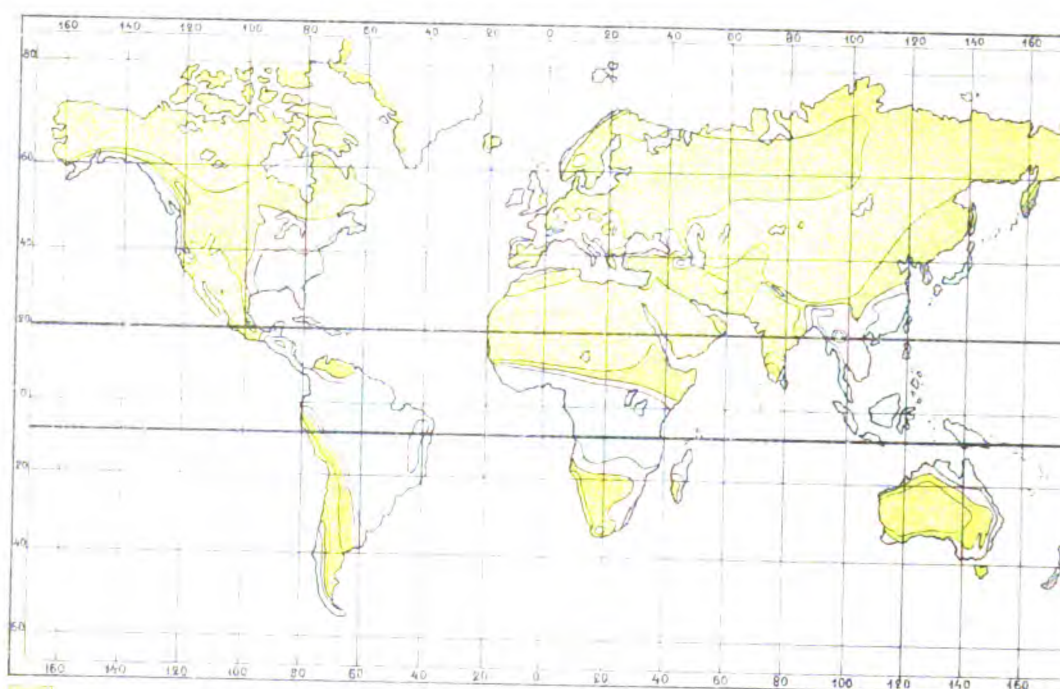


A. Supan.

Pluie.

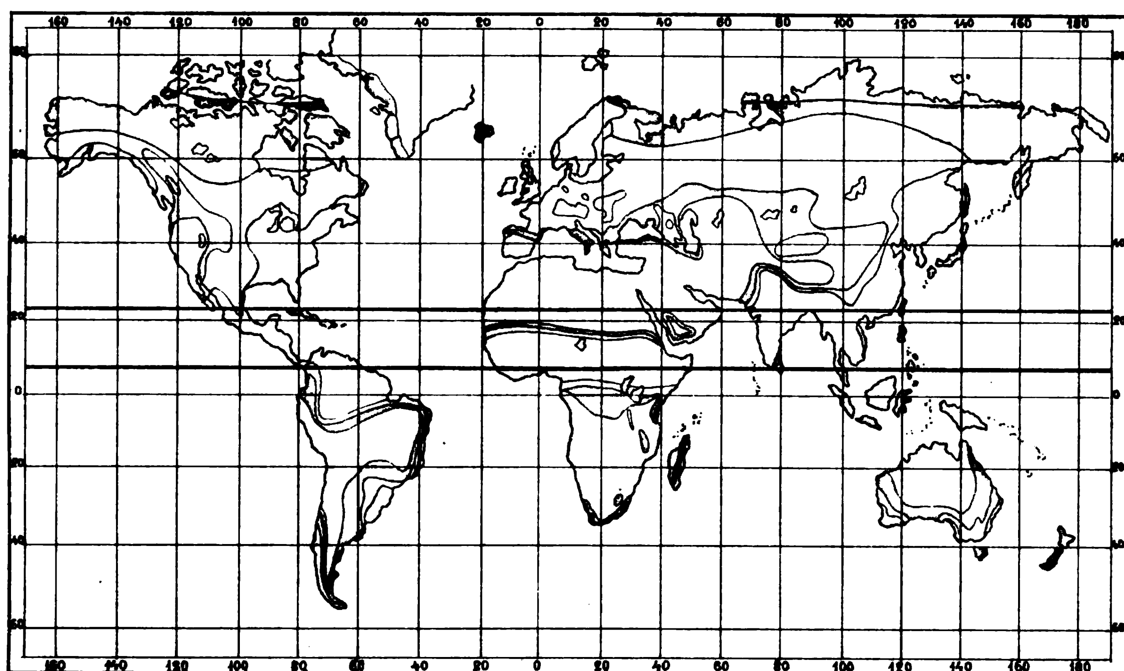


1. Hiver.

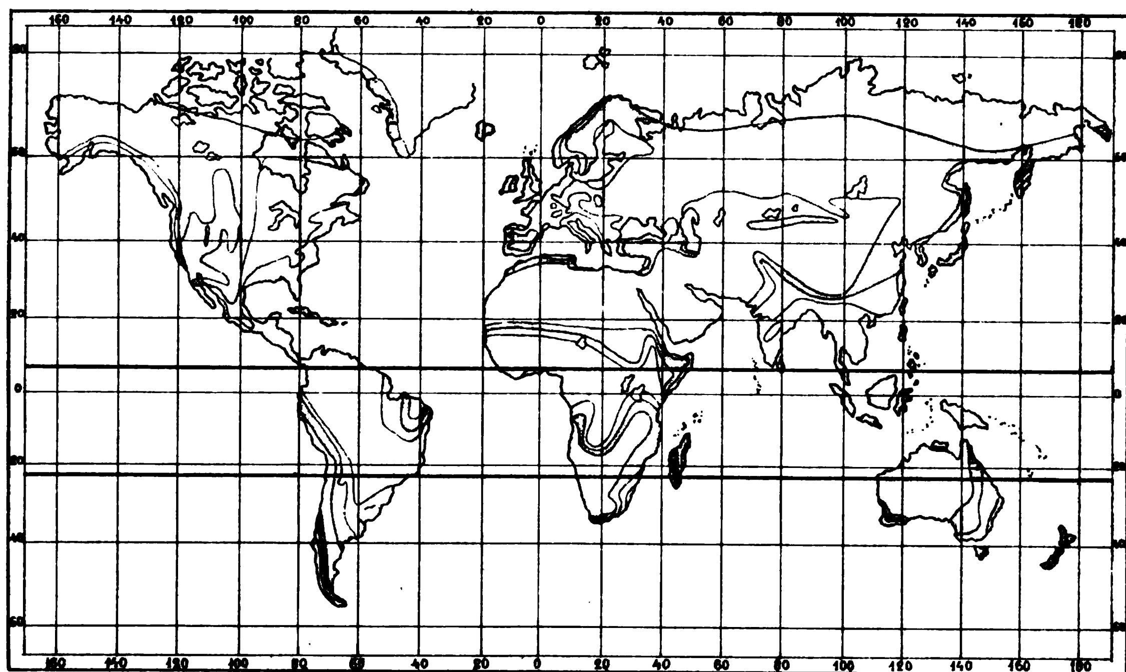


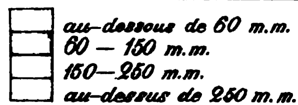
2. Printemps.

au dessous de 60 m.m.
60 — 150 m.m.
150 — 250 m.m.
au-dessus de 250 m.m.



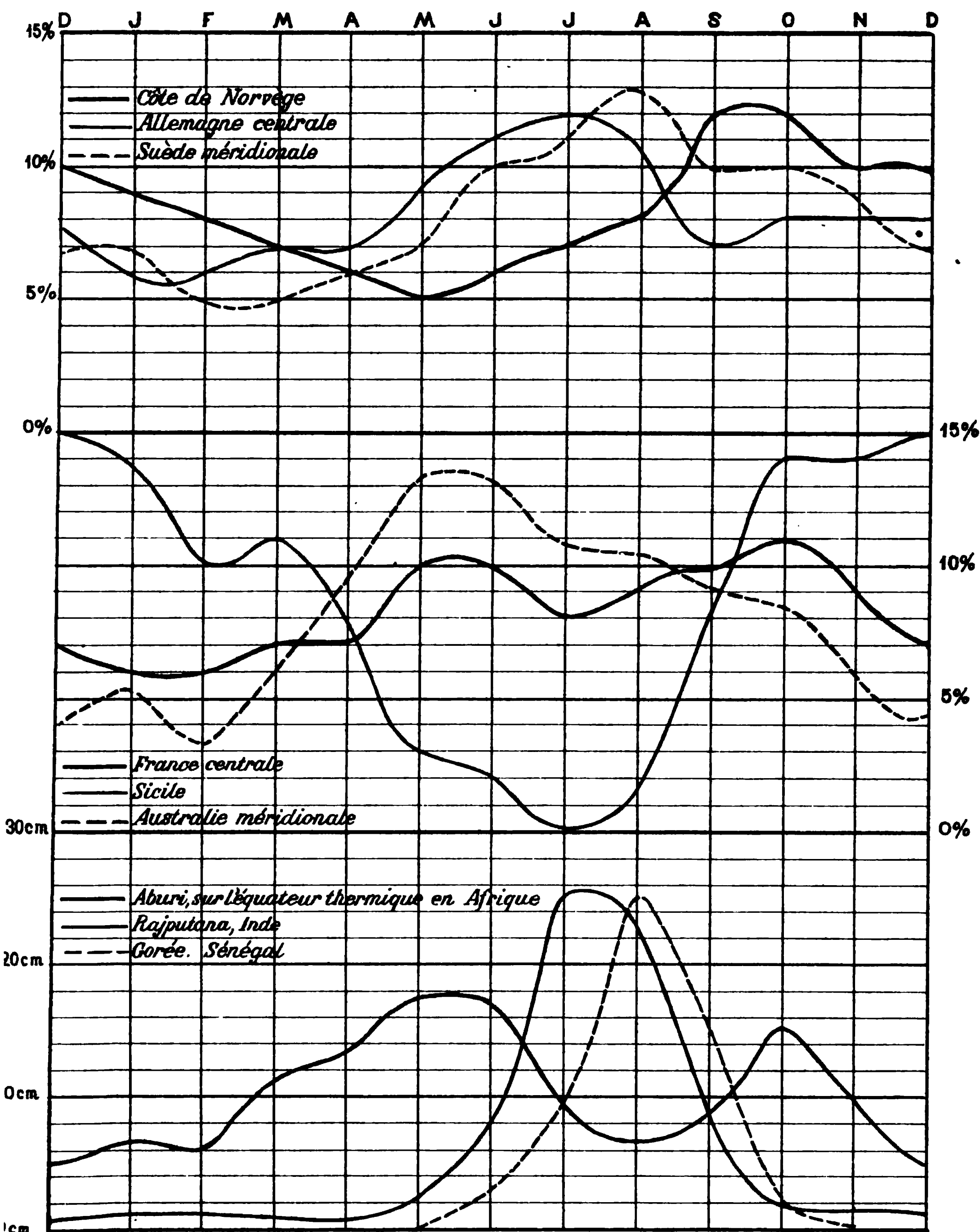
3. Été.





4. Automne.

VARIATION ANNUELLE DE LA PLUIE. Pl. LXXXII.



LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

0

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

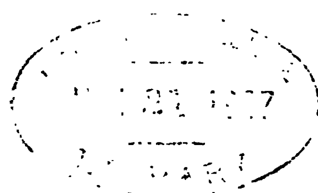
Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

Tome II.



PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1900 - 05



IMPRIMERIE HARALD WRETMAN, UPSALA 1900.

LES BASES
DE LA
MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE
HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Academie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

Table des mâtière du Tome II.

Note:

Tome I	contenant	Livr.	1--3.
Tome II	»	Livr.	3--8.
à suiore			
Tome III	»	Livr.	9—10.

Note pour la reliure:

La table des matières du Tome II ci-jointe doit être placé après le titre au commencement de la Livraison IV.

Table des matières du Tome II.

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

4me LIVRAISON

PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1900

CHAPITRE I.

Distributiòns des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques.

1. Circulation de l'air.

Les recherches sur les cyclones et les anticyclones ont prouvé, comme nous l'avons vu, que l'air se meut en spirales en dedans vers le centre d'un maximum. Sur l'hémisphère boréal la rotation s'accomplit dans le sens inverse des aguilles d'une montre dans le premier cas et dans le même sens que celui des aguilles dans l'autre. Ces circulations sont les inverses sur l'hémisphère sud. La loi fondamentale formulée par *Buys-Ballot* indique la relation qui existe entre la repartition de la pression atmosphérique et la direction du vent au même instant. Il semble du reste que le premier qui a exprimé d'une manière claire que l'air se meut *en spirale* autour et vers le centre d'un cyclone est *Charles Tracy* en 1843 dans un memoire intitulé »*On the rotatory action of Storms*» (1), c'est-à-dire justement lors des discussions les plus vives entre les partisans de *Redfield* et ceux *d'Espy*. *Tracy* trouva que d'une certaine maniére ils avaient raison tous les deux. Si, comme le prétendait *Espy*, la raréfaction de l'air cause un appel de l'air de tous cotés, il est évident que ces courants centripètes rempliraient très vite le vide partiel et l'air rentrerait en repos. Celà n'arrive pas, et *Tracy* prouva que les courants d'air sont deviés par la rotation terrestre. *Hadley* avait demontré déjà en 1735 qu'un mouvement suivant le méridien est toujours devié par la rotation terrestre à droite dans l'hémisphère boréal et à gauche dans l'hémisphère austral, et nous avons vu plus haut comment il

(1) American Journal of Science.

a appliqué cette loi aux vents alizés. *Tracy* à demontré que celà arrive quel que soit l'azimuth du mouvement, d'où il suit que l'air autour d'un centre de dépression sera doué d'un mouvement de rotation en même temps qu'il s'approche au centre. Ainsi le mouvement n'est ni circulaire ni centripéte, mais *en spirales*.

Depuis le commencement, on a ainsi reconnu que la direction du vent ne coïncide point parfaitement avec la tangente aux lignes isobarometriques, mais fait un angle avec elle du coté oû la pression atmosphérique est la plus faible. L'étude des cartes synoptiques fait voir cependant que la grandeur de cet angle n'est pas constante en tous cas. Nous verrons par quelles recherches empiriques on a cherché la déterminer avec plus d'exactitude.

Les plus anciennes de ces recherches sont celles de *Clement Ley* (1). Sur un grand nombre de cartes synoptiques des Iles Britanniques il a mené des tangentes aux isobares par les points où se trouvent des stations, et comparé la direction de la tangente avec celle du vent à chaque station. Il obtint ainsi les valeurs moyennes pour les différentes stations que voici:

Tableau 1.

Scarborough	4° 58′	London	21° 7′
Breste	7° 25′	Greencastle	22° 1′
Scilly	10° 1′	Nottingham	27° 44′
Yarmouth	13° 49′	Oxford	29° 12′
Pembroke	14° 47′	Bruxelles	29° 57′
Thurso	15° 4′	Paris	36° 23′
Holyhead	18° 4′	Skudesnaes	41° 17′
Aberdeen	21° 3′		

On voit immédiatement que l'angle avec la tangente est plus grand aux stations qui se trouvent de l'intérieur du continent qu'a celles près de la mer. La moyenne pour Breste, Scilly, Yarmouth, Pembroke et Holyhead est 12° 49′, tandis que celle pour Londres, Nottingham, Oxford, Bruxelles et Paris s'élève à 28° 53′. D'un autre coté cet angle est beaucoup plus grand pour les

(1) Results of an inquiry into the mean inclination of winds towards the lower isobarics. — Journal of the Scottish met. soc. 1873, T. IV, p. 66

vents de l'E—SE que pour ceux de l'W—NW. En effet, les moyens pour toutes les stations du tableau précedent à l'exception de Skudesnaes sont les suivants

E—SE	35° 11′	W—NW	9° 4′
S—SW	20° 13′	N—NE	17° 43′

Moyenne générale 20° 51′, ou l'angle avec le gradient $a = 69° 9'$.

Du reste il trouva que l'angle avec la tangente diminue avec un vent plus fort, surtout dans l'intérieur du continent.

Pour le Danemarc *Hoffmeyer* a trouvé des resultats bien concordants. (1)

E	22°,5	W	18°,5
SE	29°	NW	14°,5
S	29°,5	N	12°,5
SW	24°,5	NE	15°,5

Moyenne générale 21°, on $a = 69°$.

Ces résultats concordent assez bien avec ceux de *Cl. Ley*. Cependant l'écart des vents du SE n'est que le double de celui des vents du NW au lieu d'être quadruple.

En 1880 *M. Spindler* a fait une recherche analogue pour la région de la Baltique et spécialement pour Libau. (2) Il a determiné l'angle a du vent avec le *gradient* (complément de l'angle avec la tangente) et pour les minima et pour les maxima barométrique, et en chaque cas il a discuté séparément les vents de vitesses: 1°, entre 2 et 10 m par seconde, 2°, entre 11 et 17 m et 3° au dessus de 17 m.

(1) Distribution de la pression atmosphérique pendant l'hiver sur l'océan atlantique septentrional et influence qui en résulte sur le climat de l'Europe. Congrès international de météorologie à Paris en 1878. Cpts rend. Paris 1879. Annexe N° 2, p. 83. Voyez aussi: Meteorologische Zeitschrift 1878. p. 337.

(2) Die Abhängigheit der Stärke und Richtung des Windes von der Grösse und Richtung des Gradienten an den Küsten des Baltischen Meeres. Repert. für Meteorologie. T. VII, N:o 5. St. Petersburg 1880.

Voici les résultats:

Tableau 2.

A. *Minima.*

vent du	1°, 2—10 m a	2°, 11—17 m a	3°, au dessus de 17 m a
NE	69°	75°	70°
SE	42°	44°	53°
SW	64°	63°	69°
NW	78°	79°	78°
Moy. (1)	61°	64°	70°

B. *Maxima.*

vent du	1°, 2—10 m a	2°, 11—17 m a	3°, au dessus de 17 m a
NE	60°	68°	57°
SE	45°	46°	56°
SW	65°	61°	61°
NW	76°	67°	72°
Moy. (1)	58°	50°	60°

La moyenne générale pour les minima est $a = 65°$ et pour les maxima $a = 61°$.

On retrouve ici le même phénoméne: les vents ont toujours une plus grande inclination vers le centre de dépression dans la partie antérieure que dans la partie postérieure.

En Amèrique, *Loomis*, à présenté de 1874 à 1878 un grand nombre de mémoires de météorologie dynamique à l'Académie des sciences de Philadelphie publiés dans le Journal américain des Sciences et des Arts pour ces années. (2) Dans les deux premiers de ces mémoires, publiés en juillet et en novembre 1874,

(1) Comme on le voit les nombres ne sont pas les moyennes arithmétiques; ils sont calculés directement d'après toutes les observations, qui n'étaient pas également nombreuses en chaque rhumb.

(2) Voyez aussi: Mémoires de metéorologie dynamique. Exposé des résultats de la discussion des cartes du temps des États-Unis ainsi que d'autres documents par Elias Loomis, traduits par H. Brocard. Paris 1879. (Dans Actualités scient. de Moigno. 2me sér. N° 50).

il s'occupe de la direction et de la vitesse du vent à l'intérieur des zones de pression minimum ou maximum.

»Chaque carte du temps», dit-il, »indiquant un centre de bourrasque ou une zone de pression maximum, a éte divisée en quatre quadrans au moyen de deux diagonales dirigées, l'une vers le nordouest, l'autre vers le sudouest. Alors commençant par le quadran ouest, je comptai le nombre de stations dans lesquelles on signalait le vent de NW, de l'W, de SW, etc. et de même pour chacun des quatre quadrans. La même opération fut faite avec chacune des cartes du temps qui fournissait un exemple de nature à entrer en ligne de compte». Le tableau suivant contient les resultats moyens.

Tableau 3.

Basse pression.

Quadrans	W	S	E	N
Direction du vent	N 58° 48′ W	S 40° 25′ W	S 32° 6′ E	N 42° 33′ E
Angle avec le rayon	31° 12′	40° 25′	57° 54′	42° 33′

Haute pression.

Quadrans	W	S	E	N
Direction du vent	S 63° 0′ E	N 29° 55′ E	N 36° 59′ W	S 59° 15′ W
angle avec le rayon	27° 0′	29° 55′	53° 1′	59° 15′

Dans la partie orientale de l'Amérique l'inclinaison du vent vers le centre de dépression est donc le plus grand pour les vents du NW. *Ferrel* et *M. M. Guldberg et Mohn* ayant prouvé dans leurs recherches théoriques que l'angle du vent avec la tangente est une fonction du sinus de la latitude et du frottement de l'air sur la surface terrestre, de manière que l'angle s'agrandit quand la latitude diminue et le frottement augmente, *Hoffmeyer* a trouvé dans le frottement différent des divers vents la cause de leur inclinaison différente. »Il est donc probable», dit-il, »que le frottement agit, comme cause concomitante, sur la grande différence entre les écarts que font avec la tangente les vents du SE et ceux du NW; car en ce qui concerne l'Europe occidentale, les premiers de ces vents sont assurément des vents de terre

ayant été pendant longtemps exposés à un frottement considérable, tandis que les derniers sont essentiellement originaires de l'Océan, oú le frottement est comparativement faible. Ceci est confirmé par les recherches du professeur *Loomis*. . . . Sur la côte orientale de l'Amérique l'angle d'écart est le plus grand pour les vents du NW. La différence est pourtant facile à expliquer, si l'on fait attention à ceci: aussi bien dans la partie Est de l'Amérique septentrionale que dans l'Europe occidentale, les vents qui font le plus grand écart viennent des continents; ceux dont l'écart est moindre soufflent de l'Océan. Peut-être trouvera-t-on quelques raisons d'en conclure qu'au large sur ce même Océan l'écart est uniforme pour les vents quelle que soit leur direction et, comme le frottement sur la plaine liquide est assez faible, cet angle dependrait essentiellement du sinus de la latitude.»

D'un autre coté *Clement Ley* (1) et *M. W. Köppen* (2) ont émis une antre opinion, selon laquelle ce qui a lieu en Europe doit être considéré comme normal. La dépression entraine successivement par sa partie antérieure des couches d'air jusquelà en repos, tandis que l'air de sa partie postérieure sortant du tourbillon revient à un état de calme. Les vents de la partie antérieure sont donc des vents naissants, ceux de la partie postérieure des vents qui s'affaiblissent. Cela admis, l'angle entre le vent et le gradient est nécessairement, comme le démontre *M. Köppen*, plus petit à l'avant qu'à l'arrière.

M. Spindler (3) partage l'opinion de *Hoffmeyer*, vu que la différence en question entre des vents opposés se présente aussi bien dans le régime d'un maximum que dans celui d'un minimum. Les vents provenant d'un vaste continent font toujours un angle plus petit avec le gradient que les vents provenant de l'Ocean.

De cette maniére on avait constaté que partout l'air se meut en spirales en dedans dans les minima et en dehors dans les maxima. Donc, on doit conclure que l'air antour du centre d'une tempête monte et que, parvenu à une certaine hauteur, il s'éloigne du centre dans toutes les directions. Parvenu au-dessus des régions

(1) l. c. p. 71.

(2) Meteorol. Zeitschrift 1880, p. 41. 1883. p. 43.

(3) l. c. p. 10.

occupées par les maxima, cette nappe supérieure descend et alimente d'air les courants inférieurs divergents.

Pour étudier de plus près le mécanisme de ce phénomène, il faut observer directement et avec précision le mouvement des courants dans les régions les plus hautes de l'atmosphère. Heureusement que de telles observations sont souvent possibles, grâce à ces précipitations de glace en cristaux très fins, qui se montrent sous la forme de *cirrus* et dont la marche indique la direction du courant d'air dans lequel ils flottent. Nons avons vu plus haut que *Clement Ley* (1) avait inséré sur les cartes synoptiques des flèches indiquant la marche des cirrus, et qu'il avait constaté de cette manière qu'en haut l'air s'éloigne des centres des minima et converge vers les centres des maxima.

Guidé par la même pensée, *M. Hildebrandsson* a organisé en Suède, depuis décembre 1873, un réseau plus complet de stations, dont les observateurs ont été habitués à suivre autant que possible la marche des cirrus. Ces stations lui ont envoyé nombre d'observations inscrites depuis sur les cartes synoptiques des jours correspondants. Les cartes synoptiques journalières étant à cette époque fort défectueuses il se rendit à Copenhague pour se procurer des copies des cartes synoptiques journalières de *Hoffmeyer* qui n'étaient pas encore publiées.

En novembre 1874 *M. Hildebrandsson* fut déjà à même de communiquer à la Société Roy. des Sciences à Upsal un mémoire, (2) contenant les principaux résultats de ces recherches et accompagné de 33 cartes. Ces résultats attirèrent beaucoup l'attention; aussi des météorologistes éminents voulurent-ils bien lui offrir d'établir des observations semblables dans la plupart des pays de l'Europe. Des masses d'observations analogues étant ainsi bientôt reunies à Upsal, il publia en 1877, aux frais du Gouvernement Suédois, un *Atlas des mouvements supérieurs de l'atmosphère,* (3) accompagné de cinquante-deux cartes.

Comme spécimens nous donnons ici deux cartes hors texte. (Pl. 1.)

(1) T. I. Chap. V.

(2) Essai sur les courants supérieurs de l'atmosphère dans leur relation avec les lignes isobarométriques. Acta Soc. Reg. Scient., 1874.

(3) Stockholm, 1877.

L'étude des cartes de ces memoires a conduit aux résultats suivants:

1° Tout près du centre d'une dépression ou minimum barométrique, les courants supérieurs se meuvent à peu près dans une direction parallèle aux vents inférieurs.

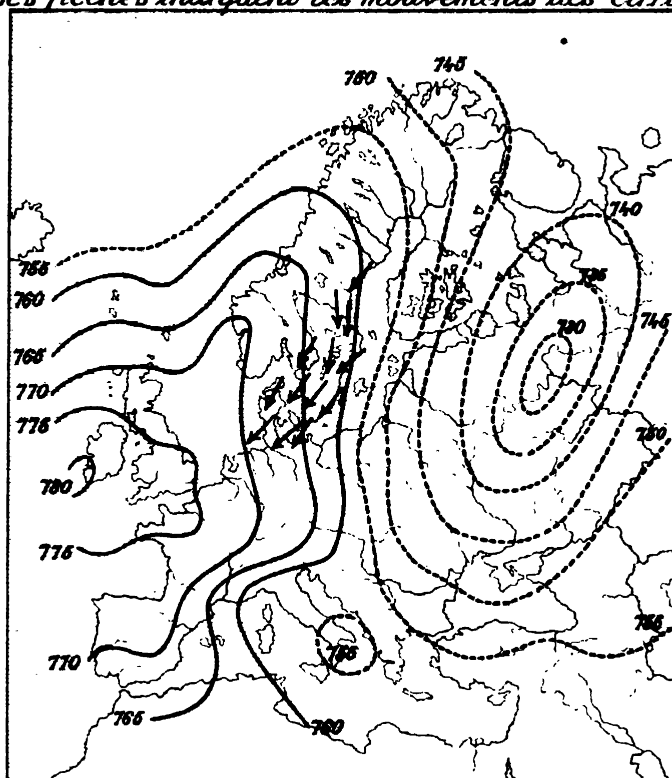
2° A mesure qu'on s'éloigne du centre, ils sont écartés en dehors et à droite des vents inférieurs.

3° Dans les régions des maxima, ils convergent vers leur centre en coupant les isobares à peu près à angle droit.

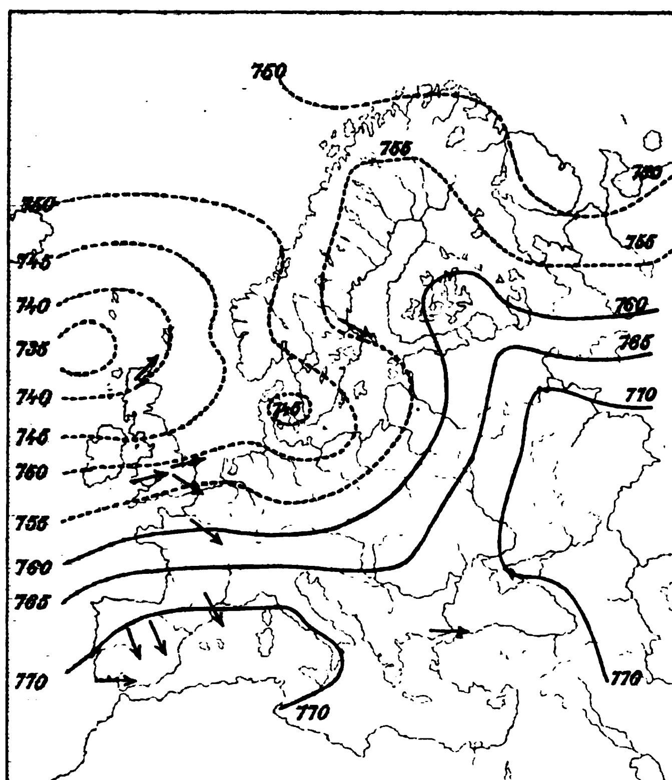
4° En étudiant spécialement la direction des bandes parallèles de cirrus, (»Radiation des cirrus»), il a trouvé que dans les régions des maxima les bandes de cirrus sont en général orientées dans une direction à peu près perpendiculaire aux isobares; dans les régions des minima, au contraire, elles sont sensiblement parallèles aux lignes isobares.

5° A la surface du sol en revanche, l'air converge vers les centres de dépression et s'éloigne des maxima. Nous en devons conclure qu'un minimum doit nécessairement être le siége d'un courant d'air ascendant. Arrivé à une hauteur considérable, cet air s'éloigne partout du centre de la dépression et se déverse sur les régions des maxima, où il s'abaisse graduellement vers la terre en courants descendants.

Pour étudier de plus près comment se passe ce mouvement à des distances différentes du centre d'un minimum ou d'un maximum, *M. Hildebrandsson* a choisi des cartes, représentant des conditions atmosphériques très régulières, dans lesquelles l'air au-dessus de la surface terrestre a été soumis à l'action d'un seul minimum ou d'un seul maximum. Il a considéré sur ces cartes cinq zones distinctes et, pour chaque zone, il a comparé la direction du vent supérieur avec celle du vent à la surface terrestre. Les résultats sont condensés dans le tableau suivant, dans lequel les nombres pour chaque zone sont donnés en pour cent.



Le 28 Janvier 1874, matin.



Le 16 Février 1876, matin.

Tableau 4.

Zone	Vents parallèles	Le vent supérieur dévie à gauche	Le vent supérieur dévie à droite	Angles droits	Vents opposés	Calme en bas
Baromètre au-dessous de 745^{mm}	31	10	41	12	2	4
745—755	23	3	55	9	3	7
755—760	16	4	34	31	11	4
760—765	10	3	29	33	22	3
Au-dessus de 765^{mm}	6	2	20	26	37	9

Un coup d'oeil sur ce tableau suffit pour retrouver les mêmes lois auxquelles l'étude des cartes nous a conduit. En effet, tout près du centre d'un minimum, à une pression barométrique au-dessous de 745^{mm} les courants supérieurs sont, dans le plus grand nombre de cas, parfaitement parallèles aux vents inférieurs. Entre les isobares 745 et 755^{mm} une déviation à droite devient prédominante dans les vents supérieurs. Entre 755 et 760^{mm}, cette déviation devient plus grande; en effet, nous en avons 34 pour cents d'une déviation $< 45^0$, et 31 pour cents d'une déviation plus grande où les deux directions sont sensiblement à angles droits. Dans la zone suivante entre 760 et 765^{mm} la déviation dépasse en général 90^0. Enfin au-dessus de 765^{mm} les oppositions ont une prépondérance absolue.

Dans son Atlas *M. Hildebrandsson* à aussi recherché comment se meut l'air dans les couches intermédiaires qui se trouvent entre la surface du sol et les plus hautes régions de l'atmosphère. Il a étudié dans ce but la marche des nuages inférieurs par diverses pressions barométriques à Upsal. Le tableau suivant enregistre le nombre de fois que la direction des nuages et celle des vents ont été *parallèles,* celui où la marche des nuages à dévié d'une, deux, trois, etc. aires *à droite* de la direction du vent, celui où les directions out été *opposés* et enfin celui où la marche des nuages a dévié d'une, deux, trois aires et ainsi de suite à *gauche* de la direction du vent. La colonne *1 d* (droite) par exemple renferme donc tous les cas où le vent a été S et la marche des nuages du SSW; le vent SSW et la marche des

nuages du SW, etc.; la colonne *2 g* (gauche) tout les cas où le vent a été S et la marche des nuages du SE, le vent SSE et les nuages marchant de l'ESE, etc. Les cas où la déviation à droite ou à gauche a dépassé cinq aires, lorsque par exemple le vent est S et les nuages vont d'une aire boréale entre l'WNW et l'ENE, sont compris dans la colonne portant la rubrique: »opposition».

Tableau 5.

Déviation des nuages inférieurs de la direction du vent à 8^h A. M.

(Upsal 1873—1876.)

Baromètre mm	Nombre d'obs.	Oppositions	Dév. à gauche					Parall.	Dév. à droite				
			5 g.	4 g.	3 g.	2 g.	1 g.		1 d.	2 d.	3 d.	4 d.	5 d.
745 et au-dessous . .	50	2	0	1	0	0	2	12	*23*	9	0	0	1
745—755	147	2	0	0	0	0	10	29	*52*	34	16	4	0
755—760	109	5	0	0	0	2	5	21	*40*	19	14	1	2
760—765	98	7	0	1	1	5	7	11	*27*	22	7	3	7
765 et au-dessus . . .	49	6	0	0	0	1	3	12	*12*	9	4	2	0
Totaux	*453*	*22*	*0*	*2*	*1*	*8*	*27*	*85*	*154*	*93*	*41*	*10*	*10*

(Parc de Saint-Maur près Paris juin 1873—juin 1876.)

Baromètre mm	Nombre d'obs.	Oppositions	5 g.	4 g.	3 g.	2 g.	1 g.	Parall.	1 d.	2 d.	3 d.	4 d.	5 d.
745 et au-dessous . .	18	0	0	0	0	0	0	*9*	5	4	0	0	0
745—755	12	0	0	0	0	0	0	*5*	3	4	0	0	0
755—760	113	1	0	1	1	2	3	36	*48*	16	1	4	0
760—765	148	2	0	0	1	1	7	*61*	46	15	9	4	2
765 et au-dessus . . .	139	5	0	1	4	7	4	*47*	41	24	2	3	1
Totaux	*430*	*8*	*0*	*2*	*6*	*10*	*14*	*158*	*143*	*63*	*12*	*11*	*3*

Nous voyons que la direction des nuages inférieurs devie en moyenne, quelle que soit la pression atmosphérique, à droite de celle du vent, mais en général, surtout par une haute pression, moins que celle des cirrus. Le plus grand nombre de parallélismes à Paris s'explique par le fait que *M. Renou,* qui avait envoyé ce tableau à *M. Hildebrandsson,* n'a considéré que les cumulus, qui

sont les nuages les plus bas, tandis que le tableau d'Upsal renferme tous les nuages inférieurs aux cirro-cumulus. La marche des nuages inférieurs est donc sensiblement parallèle aux isobares.

Cependant il ne suffit pas de considérer ainsi une zone entière autour du centre. Nous venons de voir qu'à la surface terrestre la grandeur de l'angle du vent avec le gradient varie suivant les différents côtés du centre. Afin d'étudier de près le même phénomène pour des vents supérieurs, il fallut receuillir une grande masse d'observations. Ce sont *Clement Ley* et *M. Hildebrandsson* qui ont en première ligne poursuivi ces études.

En 1877 *Clement Ley* a publié un memoire très important à cet égard. (1) Il a choisi un grand nombre de cartes synoptiques contenant des dépressions d'une forme assez regulière et pour lesquelles il a pu constater la direction de la trajectoire du centre. Cette direction fut marqué sur la carte par une grande flèche. Après il a consideré en chaque cas 17 aires comme le

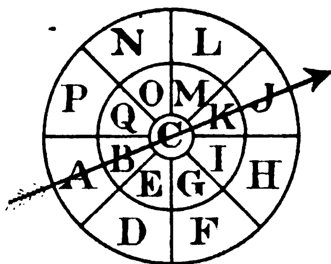


Fig. 1.

montre la figure ci-jointe. Pour chaque aire il a calculé la direction moyenne du vent inférieur et celle des courants supérieurs. Les résultats sont contenus dans le tableau suivant:

(1) The relation between the upper and under currents of the atmosphere around areas of barometric depression. Quarterly Journal of the Roy. Met. Soc., London 1877.

Tableau 6.

Aire	Angle du courant supérieur avec le rayon	Angle du vent avec le rayon	Angle moyen entre les vents en bas et en haut
A	96°	79°	+ 17°
B	90	77	+ 13
D	101	76	+ 25
E	51	74	— 23
F	124	66	+ 58
G	73	64	+ 9
H	146	54	+ 92
I	102	55	+ 47
J	152	48	+104
K	135	58	+ 77
L	163	52	+111
M	130	53	+ 77
N	5	62	— 67
O	172	65	+107
P	99	80	+ 19
Q	106	81	+ 25
Moy.	*118°*	*63°*	*55°*

Il a représenté graphiquement ces résultats par la figure ci-jointe. Les flèches pointillées indiquent les courants supérieurs.

L'angle moyen de la direction du vent à la surface terrestre avec le rayon est 63°, tandis qu'il avait trouvé dans son premier memoire 69°, comme nous l'avons vu plus haut. Cela provient de ce qu'il a considéré cette fois un nombre plus grand de stations continentales. Au-dessus de deux aires le mouvement des cirrus était très irrégulier. D'un coté au-dessus de l'aire N où les courants supérieurs ont été très variables, et d'un antre coté au-dessus du centre, C. Là la direction des Cirrus coincidait en général avec celle du vent immédiatement *avant* le centre. De là *Clement Ley* conclut que *les axes des tourbillons sont inclinés en général en arrière.*

Comme on voit, les directions des vents inférieurs et supérieurs du coté postérieur du tourbillon ne diffèrent pas beaucoup. Du coté antérieur en revanche l'inclinaison des vents inférieurs *en dedans* et l'inclinaison des vents supérieurs *en dehors* du centre sont considérables.

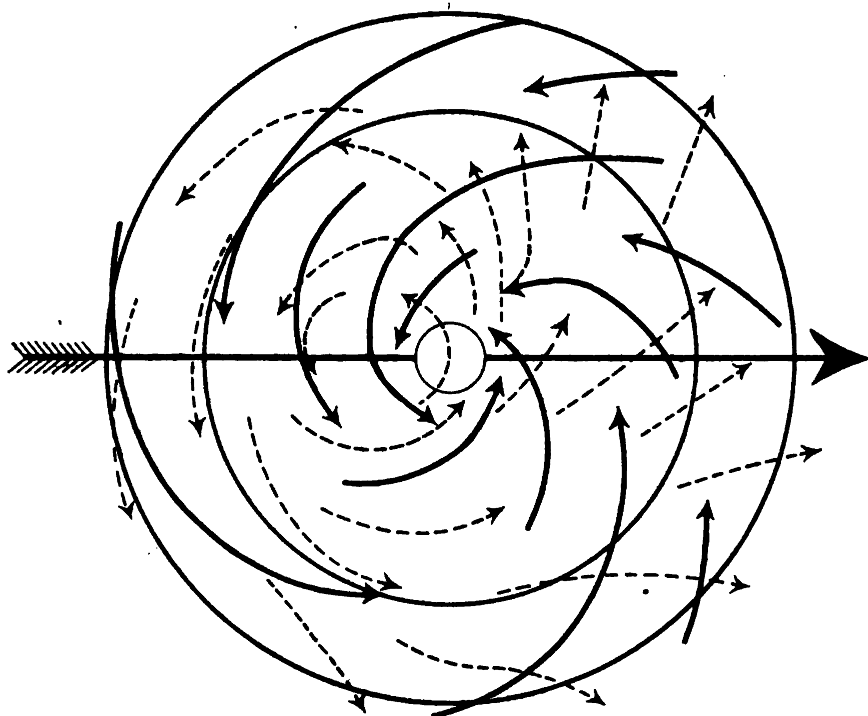


Fig. 2.

Ce ne fut qu'en 1883, c'est-à-dire environ dix ans après le commencement de ces recherches, que *M. Hildebrandsson* se vit en état d'exécuter ces études tant désirées dans un mémoire intitulé: *Sur la distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques* (1) il a examiné dans les minima et les maxima les zones suivantes:

(1) Acta Soc. Reg. scient. Upsala 1883.

B = au-dessous de 745^{mm}.
C = $745-755^{mm}$.
D = $755-760^{mm}$.
E = $760-765^{mm}$.
F = au-dessus de 765^{mm}.
A = la région centrale d'un minimum.
Max = la région centrale d'un maximum.
M = l'espace entre deux minima.

Dans chacune des zones plus ou moins circulaires B—F, on distingue huit aires suivant que le gradient est dirigé vers le N, NW, W, etc. Il en résulte, pour ces zones, quarante aires différentes. Ajoutons-y A, Max, M, ce qui nous fait quarante trois aires.

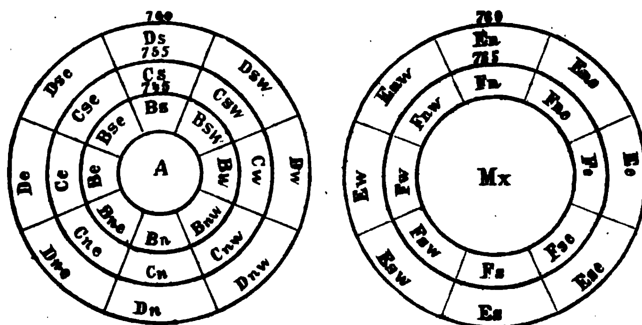


Fig. 3.

D'abord, il a fallu établir à l'aide de la carte synoptique dans quelle aire se trouva, chaque jour, la station qu'on considère et calculer ensuite, d'après les tableaux météorologiques, les valeurs moyennes des différents éléments météorologiques pour le matin dans chacune de ces aires. Il a examiné séparément la saison chaude, ou les mois d'avril à septembre, et la saison froide, ou les mois d'octobre à mars, et aussi les moyennes pour l'année entière. La station qu'il a considéré était Upsal. Seulement, pour la direction du vent, *M. Hildebrandsson* a aussi dû étudier cet élement à des stations placées dans une meilleure situation qu'Upsal, et pour cela il a choisi trois phares, situés en pleine mer et à la plus grande distance possible des côtes: Wäderöbod,

Utklippan et Sandön. Wäderöbod est une petite roche dans le Kattegat au NE du Jutland et à une distance de plusieurs kilomètres de la côte suédoise. Utklippan est également une petite île rocheuse dans la Baltique au sud de Carlskrona. Sandön enfin est un banc de sable situé en pleine mer à 55 km au nord de l'île Gothland et très peu élevé au-dessus de l'eau.

Plus tard *M. Krankenhagen* (1) a fait les mêmes études pour Swinemünde et *M. Åkerblom* (2) pour Thorshavn sur les Færöer au milieu du Gulfstream et pour Vienne au centre du continent européen. Cependent à cause de la grande différence entre les hauteurs moyennes barométriques à ces stations, *M. Åkerblom* à dû examiner pour Thorshavn les zones suivantes:

B = au-dessous de 745^{mm}.
C_1 = $745—750^{mm}$.
C_2 = $750—755^{mm}$.
D = $755—760^{mm}$.
E = $760—765^{mm}$.
F = au-dessus de 765^{mm}.

A Vienne, où les plus basses de ces pressions se produisent relativement peu, les zones considérées sont les suivantes:

C = au-dessous de 755^{mm}.
D = $755—760^{mm}$.
E = $760—765^{mm}$.
F = au-dessus de 765^{mm}.

A Thorshavn la zone D appartient aux maxima, tandis qu'elle est partout ailleurs la zone extérieure des minima.

Nous donnons ici in extenso les tableaux pour la direction du vent à Sandön, pour la marche des nuages inférieurs à Upsal et pour la marche des nuages supérieurs à Upsal et neuf autres stations situées dans la partie centrale de la Suède. Les resultats sont representés dans les figures ci-jointes.

(1) Beitrag zum Studium der barometrischen Minima und Maxima. — Stettin 1885.

(2) Sur la distribution à Vienne et à Thorshavn des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques. Bihang t. K. Vet. Akad. Handl. — Stockholm 1895.

Tableau 7.

Direction du vent à Sandön (pour l'année).

	B	*C*	*D*	*E*	*F*
N	W 17° 54′ S	W 18° 48′ S	W 16° 11′ S	W 20° 32′ S	W 23° 56′ S
NW	S 37 55 W	S 35 24 W	S 30 35 W	S 33 10 W	S 36 44 W
W	S 12 44 E	S 18 35 E	S 21 47 E	S 18 7 E	S 27 24 E
SW	E 30 2 S	E 31 46 S	S 24 35 S	E 22 29 S	E 11 42 S
S	E 22 33 N	E 18 13 N	E 10 49 N	E 27 27 N	E 23 18 N
SE	N 34 12 E	N 35 9 E	N 26 13 E	N 29 58 E	N 27 23 E
E	N 8 36 W	N 6 25 W	N 13 11 W	N 6 46 W	N 0 0 W
NE	W 33 19 N	W 30 40 N	W 32 0 N	W 40 49 N	W 17 4 N

Fig. 4. Direction du vent à Sandön (l'année).

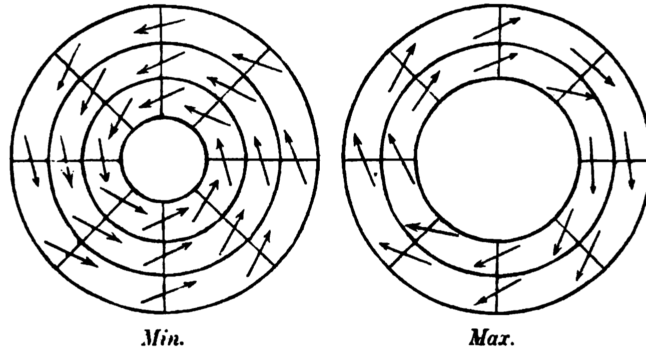


Tableau 8.

Marche des nuages inférieurs a Upsal (pour l'année).

	B	*C*	*D*	*E*	*F*
N	W 10° 10′ S	W 3° 28′ S	W 2° 51′ S	W 5° 55′ S	W 20° 31′ S
NW	W 38 46 S	W 40 46 S	W 33 20 S	W 26 53 S	W 36 37 S
W	S 11 3 W	S 12 25 W	S 13 11 W	S 12 27 W	S 0 30 W
SW	E 31 21 S	E 33 9 S	S 37 35 E	E 12 41 S	E 26 44 S
S	E 9 22 N	E 27 42 N	E 29 20 N	E 31 28 N	E 7 32 N
SE	N 26 19 E	N 25 33 E	N 33 8 E	N 33 42 E	N 29 56 E
E	N 3 42 W	N 6 24 W	N 3 0 E	N 9 25 W	N 0 47 E
NE	W 40 4 N	N 41 12 W	N 40 26 W	W 44 38 N	N 20 31 W

Fig. 5. Direction des nuages inférieurs (l'année).

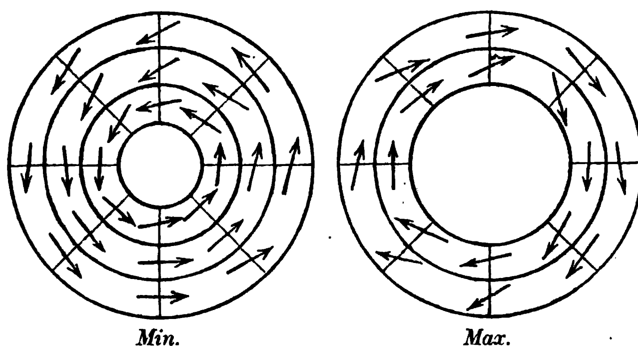
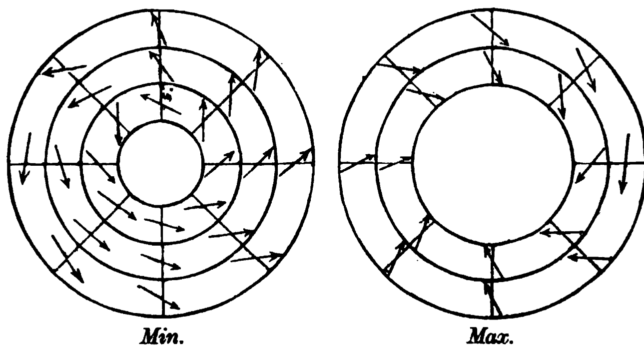


Tableau 9.

Direction des nuages supérieurs en Suède centrale (pour l'année).

	B	*C*	*D*	*E*	*F*
N	W 13° 52′ N	W 18° 36′ N	W 31° 40′ N	W 36° 7′ N	N 30° 16′ W
NW	W 14 35 S	W 10 10 S	W 7 34 S	W 3 24 N	W 33 34 N
W	W 42 0 S	W 43 33 S	W 36 49 S	W 18 46 S	W 10 38 S
SW	S 8 4 E	S 6 37 W	S 21 53 W	S 43 34 W	S 27 28 W
S	E 15 56 S	S 38 8 E	S 13 36 E	S 17 30 E	S 25 58 E
SE	N 4 33 W	E 25 58 N	E 7 7 N	E 1 55 N	E 0 21 N
E	N 33 27 W	N 5 4 W	N 9 6 E	N 7 0 E	N 41 8 E
NE	W 42 19 N	N 44 29 W	N 31 20 W	N 26 5 W	N 3 51 W

Fig. 6. Marche des Cirrus (l'année).



Les courants supérieurs sortent donc des minima pour envahir les régions où la pression barométrique est grande. Si nous examinons les différentes zones, nous voyons que ce mouvement centrifuge du centre d'une dépression est le plus faible dans la zone la plus intérieure B, mais qu'il augmente dans les parties extérieures de la dépression et à plus forte raison dans les zones E et F, ou dans les régions des maxima.

Ce mouvement est aussi beaucoup plus grand pour les gradients dirigés vers WSW ou S que pour les gradients dirigés en sens contraires. Cela concorde avec ce qu'a trouvé *Clement Ley* pour les minima. Nous avons vu qu'il a montré que l'écoulement de l'air du centre dans les couches supérieures est beaucoup plus fort dans la partie antérieure, c'est-à-dire à l'est-nord-est du centre en général, que dans la partie postérieure, où le mouvement des cirrus se rapproche de la direction de la tangente des isobares ou de la direction du vent à la surface du sol. On voit qu'il en est de même au-dessus des maxima dans nos régions. L'affluence en haut est beaucoup plus grande au-dessus du versant ouest que du versant opposé.

Les courants aëriens dans lesquelles nagent les nuages inférieurs, marchent dans une direction presque perpendiculaire à celle du gradient ou parallèle à la tangente des isobares. En examinant de près les valeurs obtenues, nous voyons que, lorsque le gradient s'abaisse vers l'ouest, l'angle qu'il fait avec la direction des nuages est même plus grand que 90°; c'est-à-dire que l'air s'éloigne du centre du minimum et se porte vers un maximum. Dans la partie antérieure d'une dépression ce mouvement centrifuge s'étend donc plus bas vers la surface terrestre que dans la partie postérieure. Par conséquent les courants d'air qui entrent dans la dépression près de la terre atteignent une hauteur plus considérable dans la partie postérieure que dans la partie antérieure où ils ont moins d'épaisseur.

Pour les deux stations extrèmes Vienne et Thorshavn *M. Åkerblom* a trouvé les directions suivantes:

Tableau 10.

Direction du vent à Vienne en hiver.

	C	*D*	*E*	*F*
N	W 11° S	W 14° S	W 22° S	W 26° S
NW	S	S 7 W	S 16 E	S 20 E
W	S 35 E	S 38 E	S 33 E	S 39 E
SW	E 1 N	E 42 S	E 7 S	E 21 S
S	N 41 W	N 18 W	N 9 E	N 9 W
SE	W 45 N	N 37 W	N 42 W	N 40 W
E	W 33 N	W 28 N	W 30 N	W 30 N
NE	W 2 S	W 2 N	W 7 N	W 5 N

	C et D	*E et F*	*C—F*
N	W 13° S	W 23° S	W 17° S
NW	S 4 W	S 19 E	S 10 E
W	S 37 E	S 38 E	S 37 E
SW	E 24 S	E 17 S	E 19 S
S	N 25 W	N 2 W	N 5 W
SE	N 40 W	N 35 W	N 36 W
E	W 30 N	W 27 N	W 28 N
NE	W	W 6 N	W 4 N

A = W, *M* = W 26° N, *Mx* = W 39° N.

Tableau 11.

Direction du vent à Vienne en été.

	C	*D*	*E*	*F*
N	W 3° N	W 6° S	W 12° S	W
NW	S 41 E	S 21 E	S 36 E	S 35° E
W	S 31 E	S 38 E	S 41 E	S 41 E
SW	E 14 S	E 24 S	E 23 S	E 17 N
S	N 25 E	N 2 E	N 11 E	N 19 E
SE	N 25 W	N 33 W	N 34 W	N 30 W
E	W 24 N	W 22 N	W 28 N	W 36 N
NE	W 1 N	W 4 N	W 7 N	W 4 N

	C et D	*E et F*	*C—F*
N	W° 4 S	W 10° S	W 6° S
NW	S 25 E	S 36 E	S 30 E
W	S 35 E	S 41 E	S 38 E
SW	E 21 S	E 4 S	E 10 S
S	N 4 E	N 15 E	N 12 E
SE	N 31 W	N 33 W	N 32 W
E	W 22 N	W 30 N	W 28 N
NE	W 3 N	W 6 N	W 5 N

A = W 9° N, *M* = W 39° N, *Mx* = N 24° W.

Tableau 12.

Direction du vent à Thorshavn en hiver.

	B	C_1	C_2	$B—C_2$
N	W 15° S	W 17° S	W 10° S	W 14° S
NW	S 33 W	S 37 W	S 33 W	S 34 W
W	S 23 E	S 18 E	S 23 E	S 22 E
SW	E 29 S	E 36 S	E 28 S	E 31 S
S	E 9 N	E	E 3 N	E 5 N
SE	N 32 E	N 34 E	E 43 N	N 37 E
E	N	N 16 W	N 7 W	N 5 W
NE	W 32 N	N 41 W	N 34 W	W 43 N

	D	*E*	*F*	*D—F*	*B—F*
N	W 10° S	W 8° S	W 4° S	W 8° S	W 12° S
NW	S 35 W	S 42 W	S 34 W	S 36 W	S 35 W
W	S 20 E	S 15 E	S 21 E	S 19 E	S 21 E
SW	E 34 S	E 34 S	E 35 S	E 34 S	E 33 S
S	E 6 N	E 9 N	E 10 N	E 9 N	E 7 N
SE	N 22 E	N 27 E	N 36 E	N 28 E	N 33 E
E	N 5 W	N 13 W	N 5 W	N 4 W	N 5 W
NE	W 41 N	N 28 W	N 43 W	N 41 W	N 45 W

A = N 36° W; *M* = E 36° N; *Mx* = E 28° N.

Fig. 7. Direction et vitesse du vent à Thorshavn en hiver.

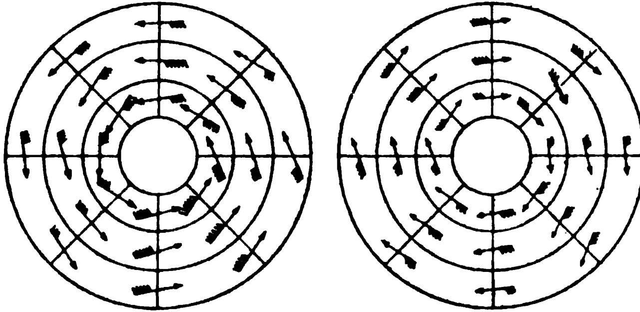


Tableau 13.

Direction du vent à Thorshavn en été.

	B	C_1	C_2	*B—C₂*
N	W 6°N	W16°S	W12°S	W11°S
NW	W43 S	S 34 W	S 32 W	S 38 W
W	S 11 E	S 2 E	S 3 E	S 10 E
SW	E 39 S	E 24 S	E 14 S	E 18 S
S	E 6 N	E 27 N	E 13 N	E 19 N
SE	N 11 E	N 41 E	N 37 E	N 35 E
E	N 6 E	N 2 E	N 4 W	N 4 E
NE	—	N 33 W	N 33 W	W45 N

	D	*E*	*F*	*D—F*	*B—F*
N	W 8°S	W16°S	W11°S	W12°S	W 9°S
NW	S 39 W	W43 S	S 29 W	S 40 W	S 38 W
W	S 15 E	S 30 E	S 9 W	S 16 E	S 5 E
SW	E 20 S	E 16 S	E 4 S	E 13 S	E 28 S
S	E 20 N	E 30 N	E 16 N	E 21 N	E 17 N
SE	N 32 E	N 32 E	N 38 E	N 34 E	N 36 E
N	N 6 E	N 6 E	N 11 E	N 7 E	N
NE	W42 N	N 37 W	W22 N	W40 N	N 36 W

A = E 27°N; *M* = E 40°N; *Mx* = E 18°N.

A la surface terrestre l'air se meut toujours en spirale vers le centre d'une dépression et s'éloigne du centre d'un maximum. Comme toujours en Europe l'angle a est plus grand lorsque le gradient est dirigé vers l'ouest. Cela est démontré clairement par les moyennes des tableaux suivants.

Tableau 14.

Angles des vents avec les gradients différents.

	N	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*
Utklippan	64° 59′	65° 6′	57° 56′	60° 21′	66° 1	66° 18′	70° 45′	62° 36′
Waderöbod	57 47	70 49	55 9	54 31	63 10	79 22	77 41	61 18
Sandon	70 31	79 46	70 17	69 7	69 32	75 35	83 0	75 46
Moy.	*64 26*	*70 54*	*61 11*	*61 20*	*66 14*	*73 45*	*77 9*	*66 33*
Vienne:								
L'hiver	73°	35°	53°	64°	—5°	9°	28°	49°
L'ete	84	15	52	55	12	13	28	50
Année	*76*	*29*	*53*	*60*	*4*	*11*	*28*	*50*
Thorshavn:								
L'hiver	78	80	69	78	83	78	85	90
L'été	79	83	80	63	71	80	94	90
Année	*79*	*81*	*74*	*71*	*76*	*79*	*90*	*90*
Swinemünde:								
Minimum	73	68	63	66	64	80	75	64
Maximum	73	48	48	64	63	74	73	63

Tableau 15.

Angle du vent avec le gradient dans les zones différentes.

	B	*C*	*D*	*E*	*F*
Wäderöbod	67°	66°	67°	63°	62°
Utklippan	67	65	67	63	60
Sandön	77	76	74	74	70
Moy.	*70*	*69*	*69*	*67*	*64*

Thorshavn:	*B*	C_1	C_2	*D*	*E*	*F*
L'hiver	77	80	81	80	83	80°
L'été	84	81	81	81	80	72
Année	*78*	*80*	*81*	*80*	*81*	*76*

Upsal:	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*
L'hiver	43	48	46	47	38
L'été	46	56	60	55	59
Année	*45*	*52*	*53*	*51*	*49*

Vienne:	C	D	E	F
iver	47	48	43	36
té	39	38	31	26
Année	*44*	*43*	*36*	*33*

En première ligne on voit que la direction du vent subit des ›rturbations locales assez considérables dans les stations continentales. En effet, à Upsal et surtout à Vienne le vent présente des régularités frappantes.

L'angle *a* est beaucoup plus grand aux stations maritimes u'aux stations continentales. En ne considérant que les stations ıaritimes l'angle *a* atteint sa plus petite valeur lorsque le graient est dirigé vers le SW ou l'W, tandis qu'il a sa plus grande aleur lorsque le gradient est dirigé vers le NE. Or, *a* est plus ;rand avec les vents de l'est. A Thorshavn cela est encore très ›rononcé. Cette station est cependant située à mi-chemin à l'Amérique où c'est le contraire qui a lieu.

L'angle *a* est plus grand dans les minima (B, C, D) que dans es maxima (E, F). Quand la pression de l'air est plus faible que 760mm il semble que l'angle *a* soit indépendant des variations de la pression. Ainsi, l'air à la surface terrestre se rapproche du centre d'une dépression en spirales logarithmiques. A Thorshavn, *a* semble-t-être à peu près constant, indépendamment de la pression de l'air.

De même l'angle *a* varie très peu à Thorshavn suivant les saisons. En hiver, comme en été, sa grandeur est de 80°. A Vienne *a* est notablement plus grand en hiver qu'en été, 42° en hiver, 33° en été. Celà dépend selon *M. Åkerblom* de ce que les diverses directions des gradients, qui entrainent des variations si considérables de *a*, ont une fréquence très différente en hiver et en été.

Cependant, on peut admettre que l'angle de déviation normale est représenté par les moyennes arithmétiques des valeurs de *a* pour les diverses directions des gradients. Ces moyennes sont, pour Vienne, 38° en hiver, 39° en été, 38° pour toute l'année. Pour Thorshavn, la moyenne est de 80° aussi bien en hiver qu'en été. Comme on le voit, l'angle normal, dans ces localités, ne

varie pas ou ne varie que d'une façon imperceptible avec les saisons.

A Swinemünde on ne constate pas non plus de variation précise, *a* étant pour quelques directions du gradient notablement plus grand en hiver qu'en été, tandis que pour d'autres c'est le contraire qui arrive.

A Upsal par contre l'angle en question est beaucoup plus petit en hiver, 44^0, qu'en été, 54^0, circonstance qui doit peut-être provenir de ce qu'en hiver une partie des lacs et de la mer qui sont dans le voisinage d'Upsal sont couverts de glace et lui donnent une situation plus continentale.

Le Dr. *P. Polis,* Directeur de l'observatoire météorologique à Aix-la-Chapelle, vient de publier un mémoire important sur le mouvement de l'air dans les minima et les maxima barométriques.(1) Il a étudié ce mouvement aux stations de Furnes, situé près de la côte de la Belgique, Aix-la-Chapelle, Karlsruhe, Breslau et les deux stations de montagne Höhenschwand en la duché de Bade, à une hauteur de 700^m au-dessus de la vallée du Rhin, et Schneekoppe, le sommet le plus haut de la chaîne de montagne Riesengebirge, 1650^m au-dessus de la mer.

Les aires considérées sont les suivantes:

I. Cyclones: 1) C = la région intérieure d'un minimum.
2) C_1 = au-dessous de 750^{mm}.
3) C_2 = $750—755^{mm}$.
4) C_3 = au-dessus de 755^{mm}.

II. Anticyclones: 1) A = la région intérieure d'un maximum.
2) A_1 = au-dessous de 765^{mm}.
3) A_2 = au-dessus de 765^{mm}.

Nous donnons ici les directions des vents pour la Schneekoppe et la station la plus proche, Breslau.

(1) Die Strömungen der Luft in den barometrischen Minima und Maxima. — Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. T. XXII. 1899.

Tableau 16.

Breslau. Hiver.

	C_1	C_2	C_3	A_1	A_2
N	S 64° W	S 49° W	S 56°, W	S 47° W	S 30° W
NW	S 8 W	S 9 W	S 1 W	E 61 S	E 53 S
W	E 45 S	E 37 S	E 41 S	E 38 S	E 49 S
SW	N 15 W	E 11 S	E 23 S	E 22 S	E 30 S
S	—	N 78 E	N 38 E	E 0 N	N 51 E
SE	N 45 W	N 34 W	N 25 W	N 0 E	N 7 W
E	W 56 N	W 27 N	N 36 N	W 30 N	N 36 W
NE	W 11 N	W 6 N	W 5 N	S 90 W	N 3 W

Breslau. Été.

	C_1	C_2	C_3	A_1	A_2
N	S 63° W	S 54° W	S 58° W	S 59° W	S 45° W
NW	E 53 S	E 78 S	E 65 S	E 59 S	E 55 S
W	E 45 S	E 59 S	E 41 S	E 40 S	E 45 S
SW	—	E 22 S	E 15 S	E 39 S	E 20 S
S	N 45 W	N 0 E	N 37 E	N 74 E	N 72 E
SE	N 45 E	N 22½ W	N 7 W	N 4 W	N 4 W
E	W 45 N	W 36 N	W 44 N	W 39 N	W 32 N
NE	W 45 N	W 7 N	W 7 N	W 10 N	W 9 N

Tableau 17.

Schneekoppe. Hiver.

	C_1	C_2	C_3	A_1	A_2
N	S 74 W	S 64° W	S 62° W	S 69° W	S 75° W
NW	S 65 W	S 39 W	S 44 W	S 20 W	S 30 W
W	S 14 W	S 32 W	S 21 W	S 18 W	S 0 W
SW	E 27 S	E 0 S	E 82 S	E 53 S	E 52 S
S	—	E 27 S	N 16 E	E 0 N	N 57 E
SE	N 45 E	N 37 W	N 13 W	N 27 E	N 5 E
E	W 12 N	W 45 N	W 56 N	W 52 N	W 40 N
NE	W 30 N	S 51 W	W 25 N	S 77 W	W 19 N

Schneekoppe. Été.

	C_1	C_2	C_3	A_1	A_2
N	W 0° N	S 36° W	S 68° W	S 67° W	S 51° W
NW	S 27 W	S 38 W	S 40 W	S 32 W	S 50 W
W	S 0 W	S 12 W	S 13 W	S 2 W	S 0 E
SW	—	S 9 E	S 0 E	E 72 S	E 35 S
S	N 45 E	S 45 E	N 60 E	N 60 E	N 74 E
SE	N 45 E	W 45 N	N 10 E	N 7 E	N 4 E
E	W 45 N	W 45 N	W 45 N	W 40 N	W 58 N
NE	W 45 N	W 36 N	W 28 N	W 20 N	W 33 N

Tableau 18.

Valeurs moyennes de a. Breslau.

	Hiver.			Été.		
	$C_1+C_2+C_3$	A_1+A_2	$C_1 \ldots A_2$	$C_1+C_2+C_3$	A_1+A_2	$C_1 \ldots A_2$
N	54	32	46	61	46	56
NW	43	14	38	26	17	23
W	39	40	39	38	37	38
SW	45	69	62	54	66	60
S	46	55	51	19	76	53
SE	29	37	33	44	44	44
E	37	35	36	43	38	40
NE	46	45	46	49	48	48
Moy.	44° 30′	40° 6′	42° 24′	43° 18′	44° 0′	43° 55′

Schneekoppe.

	Hiver.			Été.		
	$C_1+C_2+C_3$	A_1+A_2	$C_1 \ldots A_2$	$C_1+C_2+C_3$	A_1+A_2	$C_1 \ldots A_2$
N	66	67	66	67	60	64
NW	82	71	78	81	77	80
W	**109**	**94**	**102**	91	87	90
SW	81	74	76	**116**	**94**	**104**
S	58	54	55	74	71	72
SE	39	56	47	63	58	60
E	59	49	53	46	54	51
NE	63	50	56	69	61	65
Moy.	73° 18′	62° 30′	69° 54′	74° 0′	67° 0′	71° 54′

Pour les autres stations nous renvoyons le lecteur à l'original.

Ainsi *M. Polis* a prouvé que lorsque le gradient s'abaisse ers l'ouest ou le sud-ouest, l'angle qu'il fait avec la direction du ent est plus grand que 90° à la hauteur de la station de la Schnee-oppe; c'est-à-dire qu'à cette hauteur déjà l'air s'éloigne du centre 'un minimum et se porte vers le centre d'un maximum. Ce iouvement se trouve du reste quoique moins distinct à la hau-eur de Höhenschwand. Or, il semble qu'il commence au centre e l'Europe à une hauteur de 1000^{m} environ.

M. Polis a aussi calculé la valeur de a pour des distances ifférentes du centre. Nous donnons dans le tableau suivant pour ɜs mêmes stations le resumé pour les 4 *quadrans* principaux.

Tableau 19.

Kilomètres	Breslau								Schneekoppe.							
	Hiver				Été				Hiver				Été			
	N	E	S	W	N	E	S	W	N	E	S	W	N	E	S	W
0— 222	45	59	55	36	32	43	47	51	61	88	69	32	97	113	67	44
222— 444	54	35	36	47	36	53	48	49	74	95	78	38	74	82	68	78
444— 666	34	48	59	37	36	45	63	44	71	91	66	55	85	84	63	57
666— 888	46	37	49	39	61	45	51	50	81	111	74	80	106	90	73	81
888—1110	36	36	52	36	38	52	57	48	54	92	66	72	56	96	81	52
1110—1332	49	41	47	70	42	30	44	42	70	84	68	79	88	92	82	41
1332—1554	69	54	49	42	25	41	61	50	63	101	63	52	116	104	67	64
1554—1776	68	50	48	52	84	28	37	33	34	83	78	73	125	81	64	54

Nour retrouvons toujours dans les quadrans N et E à la Schnee-ɔppe des valeurs de a plus grandes que 90°.

Du reste cette partie du travail de *M. Polis* a confirmé les ·sultats trouvés plus haut. A la surface terrestre a est le plus ɜtit avec des vents de l'est et le plus grand avec des vents de ɔuest ou du NW, plus grand dans les cyclones que dans les ıticyclones, plus grand près de la mer que dans l'intérieur du ›ntinent. Enfin a croît avec la hauteur et dépasse même 90° ıns la partie antérieure d'un minimum et dans la partie postéeure d'un maximum au-dessus d'une hauteur de 1000 m environ.

M. Åkerblom prouve de la manière suivante que le frottement determine en premier lieu la grandeur de l'angle a. Si ω représente la vitesse de rotation de la terre, δ la latitude d'un lieu, k le coëfficient de friction (la résistance de friction s'exprimant par kv, v étant la vitesse du vent en mètres par seconde), et si a est »l'angle de déviation normale» pour le lieu en question; on aura suivant *M. M. Guldberg* et *Mohn.* (1)

$$\text{tang } a = \frac{2\ \omega \sin \delta}{k}$$

Le tableau suivant donne pour les valeurs moyennes de a, les coefficients de frottement correspondants.

Tableau 20.

Station	Latitude	a	k
Karlsruhe	49°	28°	0,00021
Vienne	48¼	38	0,00014
Breslau	51	43	0,00512
Magdeburg	52	47	0,00011
Upsal: l'hiver	60	44	0,00013
» l'éte	60	54	0,00009
» l'année.	60	49	0.00011
Höhenschwand	48	52	0,00008
Utklippan	56	64	0,00006
Wäderöbod	58½	65	0,00006
Swinemünde	54	67	0,00005
Furnes	51	66	0,00005
Aix la Chapelle	51	70	0,00004
Schneekoppe	51	71	0,00004
Sandön	58½	74	0,00004
Thorshavn	62	80	0,00002

On voit que k varie, ainsi qu'on devait s'y attendre, principalement suivant la situation des points considérés par rapport à la mer et aux lacs.

(1) Études sur les mouvements de l'atmosphère. P. 1. Christiania 1876.

M. Kassner a publié un mémoire intéressant sur les cyclones à peu près circulaires. (1) Il a choisi 91 dépressions aussi régulières et circulaires que possible. Elles sont divisées en trois parties selon qu'elles étaient dans toute leur étendue situées au-dessus de la mer, 30, ou au-dessus du continent (Russie), 29, ou situées en partie au-dessus de la mer, en partie au-dessus du continent, 32. Quant à la déviation du vent il a trouvé les valeurs suivantes pour α:

Tableau 21.

Dépression au-dessus	Quadran				Moy.
	N	E	S	W	
Continent	57°	53°	54°	62°	57°
Côtes	55	77	80	74	72
Mer	76	86	85	73	80

Ainsi, l'angle α est plus grand sur mer que sur terre. Sur le continent il est plus petit dans la partie antérieure, à l'est du centre, que dans la partie postérieure. Sur la mer c'est le contraire qui a lieu, et, comme en Amérique, l'angle est le plus grand dans la partie antérieure. Ce résultat est en opposition avec ce qu'a trouvé *M. Åkerblom* pour Thorshavn. »Mais», dit-il, »les valeurs de α que donne *M. Kassner* sont des valeurs moyennes obtenues par les observations faites aussi bien dans les parages de l'Amérique que dans ceux de l'Europe et les variations de l'angle α avec la direction du gradient étant, comme nous l'avons vu, tout-à-fait opposées des deux cotés de l'océan atlantique il est probable que les résultats de *M. Kassner* ne s'appliquent ni à l'Europe ni à l'Amérique. En tous cas ils ne s'appliquent pas à Thorshavn».

M. Kassner a aussi calculé la valeur de α pour des distances différentes du centre. Il trouve:

(1) Ueber kreisähnliche Cyklonen. Thèses pour le Doctorat. Berlin 1893.

Tableau 22.

Distance du centre	Mer	Côte	Terre
0—222 km	76°	64°	56°
222—444 »	82	66	53
444—666 »	78	68	57
666—888 »	85	75	62
888-1110 »	(79)	(80)	—
1110—1332 »	—	(84)	—

Les moyennes entre parenthèses sont tirées d'un trop petit nombre d'observations. Sur terre on aurait ainsi un angle minimum à une distance du centre de 350 km environ, sur mer au contraire l'angle présente un maximum à la même distance. Ce résultat aurait sans doute une grande importance pour la théorie. Il est cependant nécessaire qu'il soit vérifié par des recherches nouvelles. Le nombre d'observations, en tout 1240, dont s'est servi *M. Kassner,* nous semble être trop petit pour préciser des différences aussi faibles. Les résultats de *M. Polis* ne sont pas non plus décisifs.

Comme nous l'avons vu plus haut, *Clement Ley* avait trouvé que les axes des tourbillons penchent en général en arrière. *M. Hildebrandsson* n'a pas trouvé la même chose en Suède. Selon *Clement Ley,* au-dessus du centre même, le courant coïnciderait à peu près avec le vent qui règne immédiatement en avant de ce même centre à la surface du sol. *M. Hildebrandsson* disposait 64 observations des cirrus faites au moment où la station d'observation a éte dans l'isobare la plus intérieure d'un minimum, ou dans la region A. Ces 64 observations sont groupées ainsi:

Tableau 23.

	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	SSSE	SE	ESE	E	ENE	NE	NNE
L'hiver	4	1	3	1	5	2	1	1	0	1	0	0	1	0	0
L'été	5	0	7	5	10	0	0	1	1	1	2	4	0	1	0
L'année	9	1	10	6	15	2	1	2	1	2	2	4	1	1	0

On voit que, contrairement à ce qu'a établi *Clement Ley* pour l'Angleterre, la marche du nord et de l'ouest est en Suède la plus commune. Une discussion des aires Be, Ce, Bne et Cne immédiatement en arrière du centre a conduit au même résultat.

Cependant, on est quelquefois porté à croire que l'axe du tourbillon est incliné tantôt dans un sens tantôt dans un autre. Toutefois une telle hypothèse entraine des difficultés considérables. En étudiant les cartes des jours qui correspondent aux cas dont il s'agit, on trouve que l'inclinaison de l'axe, ou la ligne qui joint le centre de rotation à la surface du sol au centre de rotation dans les régions des cirrus, est quelquefois si grande que cette ligne serait une corde du sphéroïde terrestre. Ainsi on ne peut parler d'un axe rectiligne. Au contraire l'axe doit être courbé et »le sommet du tourbillon laissé en arrière comme la fumée d'un bateau à vapeur.»

Cette question a été traité plus tard par *M. Köppen.* (1) Ces recherches étant théoriques nous n'avons pas à les discuter ici. Mais par ces travaux intéressants il prouve que la forme des isobares doit changer avec la hauteur de manière que le centre de rotation doit se porter graduellement vers le coté le plus froide, c'est-à-dire en général vers le N ou le NW.

Enfin *M. Hildebrandsson* a étudié ce qui se passe en haut entre deux minima, ou au-dessus de l'aire appelée M.

Tableau 24.

Direction des cirrus entre deux minima.

	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSE	SE	ENE	E	ENE	NE	NNE
L'hiver . .	31	18	56	11	32	6	12	0	0	2	1	0	0	0	5	4
L'été . . .	17	15	42	20	37	8	21	12	17	0	7	1	8	2	8	1
L'année . .	48	33	98	31	69	14	33	12	17	2	8	1	8	2	13	5

(1) Ueber die mechanischen Ursachen der Ortsveränderung atmosphärischer Wirbel. Met. Zeitschr. 1880. p. 41. —

Ueber den Einfluss der Temperatur-Vertheilung auf die oberen Luftströmungen und auf die Fortplantzung der barometrischen Minima. Ann. d. Hydr. u. marit. Meteorologie, X. 1882. p. 660. —

Aenderung der Lage des Depressions-Centrums mit der Höhe. Met. Zeitschr. I, 1884, p. 168. —

La direction la plus ordinaire est celle du nord ou de l'ouest. Toutefois la direction moyenne du vent à la surface du sol à Upsal est dans ce cas W 10° S en hiver et W 23° S en été. Par conséquent, *un nouveau minimum influe sur la girouette plus tôt que sur les courants supérieurs.*

Nous avons encore à étudier l'inclinaison du vent dans les cyclones tropicaux. Comme nous l'avons vu plus haut (T. I. p. 31), *Redfield* lui-même n'a pas considéré le mouvement de l'air comme exactement circulaire autour du centre d'un cyclone. Au contraire il parle à plusieures reprises de l'angle en dedans que fait le vent avec la tangente aux isobares (*«incurving of the wind»*). Il a même indiqué que cet angle ne dépasse guère en moyen deux rhumbs de la boussole, c'est-à-dirc $22^1/_2°$. Ainsi l'angle avec le gradient, a, serait $67^1/_2°$. (1) Mais il pensait que l'on peut admettre *une rotation circulaire comme approximation suffisante pour la pratique.* Nous avons vu comment ses successeurs; *Reid, Thom, Piddington, Amiral Bourgeois, Bridet* et d'autres ont fondé sur cette hypothèse toutes les règles données aux marins pour éviter le centre du tourbillon. Il fallut le grand désastre du 25 février 1860 pour que *M. Meldrum* (2) ait pu se faire entendre en proclamant, comme nous l'avons vu plus haut (T. I. p. 43), que les régles fondées sur l'hypothèse d'une rotation circulaire étaient défectueuses et quelquefois même *au plus haut dégré dangereuses.* Plus tard plusieures personnes ont déterminé l'angle a avec plus de précision dans les differentes zones orageux intertropicales.

M. John Eliot a trouvé la valeur moyenne $a = 62°$ pour cinq des cyclones les plus terribles du Golfe de Bengale. (3)

Blandford (4) a discuté à cet égard un grand nombre de cartes des cyclones du Golfe de Bengale publiées dans les mé-

(1) On three Several Hurricanes of the Atlantic etc.: What is meant by Rotatory or Vortical Action in Storms. p. 16—17.

(2) British Association Report, 1867, et Notes on the Form of Cyclones in the Southern Indian Ocean. London 1873. Meteorological Office.

(3) Hand-Book of Cyclonic Storms in the Bay of Bengal. Calcutta 1890, p. 128.

(4) The incurvature of the winds in tropical cyclones. Nature, London 1888, p. 181.

moires de MM. *Wilson, Eliot, Pedler* et d'autres météorologistes de Calcutta. Il n'a considéré que les observations faites en pleine mer ou aux stations les mieux situées de la côte. Il trouve les résultats suivants:

1°. De 132 observations faites entre 15° et 22° N. Lat. et à des distances différentes jusqu'à 500 milles anglais du centre la moyenne était $a = 58^0$;

2°. La moyenne de 12 observations faites entre les mêmes latitudes mais à des distances du centre moindres que 50 milles était $a = 57^0$;

3°. La moyenne de 68 observations faites entre 8° et 15° N. Lat. et à des distances differentes jusqu'a 500 milles du centre était $a = 51^0$, ainsi là aussi a est indépendant de la distance du centre, mais croît avec la latitude.

Dans son exellent mémoire sur les tempêtes de la mer d'Oman et du Golfe d'Aden, M. *Dallas* a déterminé l'angle a pour les directions différentes du vent. (1)

Tab. 22.

Direction du vent	a	*Direction du vent*	a
N	65°	S	68°
NNW	61°	SSE	71°
NW	58°	SE	69°
WNW	58°	ESE	71°
W	62°	E	71°
WSW	68°	ENE	76°
SW	67°	NE	72°
SSW	69°	NNE	71°

La valeur moyenne est donc $a = 67^0$, mais il y a une différence de 18° entre la valeur de a pour un vent de l'ENE et pour un vent du NW ou de l'WNW.

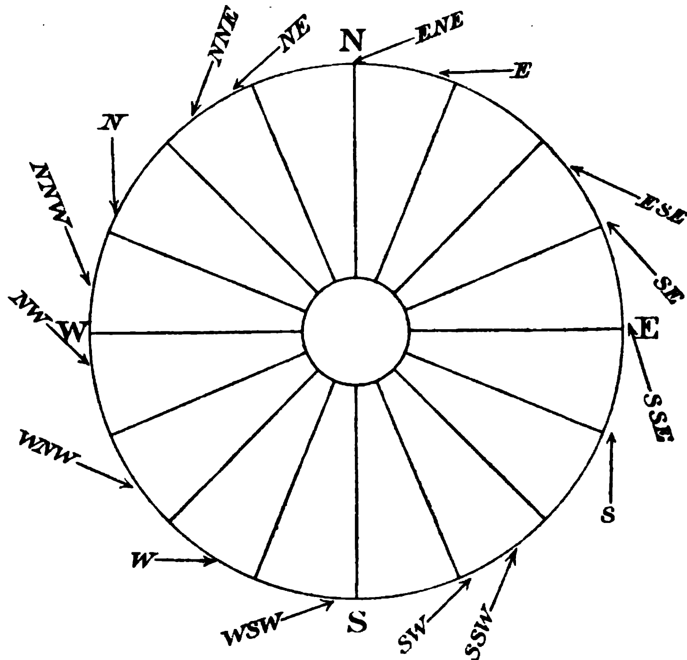
La figure ci-jointe rend visibles les résultats précédents.

(1) An inquiry into the nature and course of storms in the Arabian sea. Cyclone memoirs of the meteorological office. Part IV. Calcutta 1891. p. 418.

Pour les Typhons de la Mer de Chine M. *Doberck* (1) a trouvé: entre 10° et 25° Lat. dans la partie antérieure $a = 43°$ et dans la partie postérieure $a = 53°$, mais entre 30° et 35° $a = 65°$ et $a = 85°$ respectivement.

Enfin le Rev. P. *Viñes* (2) à la Havane a fait des recherches sur les ouragans des Antilles. Il a trouvé les directions suivantes:

Fig. 8.



Dallas: Tempêtes de la Mer d'Oman.

(1) Report on the Typhoons of 1884 and 1885. Government notification. N:o 392, Hongkong 1886.

(2) Apuntes relativos a los Huracanes de las Antillas. Habana 1877. p. 68. Voyez aussi:

Rev. P. *José Algué*. Baguios ó Tifones de 1894. Manila 1895, p. 148. — Il cite les résultats du P. *Viñes* en affirmant qu'ils s'appliquent à peu près au typhons de l'archipel des Philippines. Nous devons aussi aux Rév. P. P. Marc Dechevrens et S. Chevalier à Zi-Ka-Wei plusieurs mémoires importants sur les Typhons de la mer de Chine. Un resumé de ces travaux est publié par M. P. Bergholz: Die Orkane des fernen Ostens. Bremen 1900.

1° pour la partie anterieure, le centre étant p. ex. au SSE: vent NE, nuages les plus bas de l'ENE, les Alto-cumulus *(cumulos-altos)* de l'E, les Alto-Stratus *(el velo cirroso denso)* de l'ESE, les Cirro-Cumulus du SE, les Cirrus du SSE;

2° pour la partie postérieure, le centre étant p. ex. au NW: vent SSE ou S, les nuages les plus bas du S ou SSW, les Alto-Cumulus du SW, les Alto-Stratus de l'WSW, les Cirro-Cumulus de l'W, et les Cirrus à peu prés de l'WNW.

Les Ci-S et les Ci *(la porcion cirrosa)* s'étendent à une distance du centre de 300—600 milles. Aussi les nuages inférieures vont parallèles aux isobares et les Cirrus veinnent directement à peu près du centre. Quand un cyclone s'approche, on peut appliquer les lois de *Piddington,* si l'on considère *la direction des nuages inférieurs au lieu de celle du vent.* Or, toutes les recherches les plus exactes ont prouvé *qu'en pleine mer l'angle a est même plus petit dans les cyclones intertropicaaux que dans les tempètes de la zone tempérée.* L'angle le plus grand qu'on ait trouvé jusqu' ici a été constaté à Thorshavn.

Ce résultat s'accorde parfaitement avec la formule de MM. *Guldberg* et *Mohn* citée plus haut.

En effet nous avons pour des stations situées en pleine mer:

Tab. 23.

Place.	*Lat.*	a	*Auteur.*
Thorshavn	62°	80°	Åkerblom.
Sandön	58° 1/2	74°	Hildebrandsson.
Antilles-Floride	20—30°	67°,5	Redfield.
Mer d'Oman	10—20°	67°	Dallas.
Golfe de Bengale	15—22°	58°	Blanford.
	8—15°	51°	
Mer de Chine	30—35°	75°	Doberck.
	10—25°	48°	

En général dans les cyclones tropicaux l'inclinaison du vent est plus petite dans la partie antérieure que dans la partie posterieure. C'est l'inverse qui à lieu en Europe.

2. *Hauteurs des Cyclones.*

Nous avons vu que les recherches faites en Angleterre et en Suède ont prouvé que dans ces pays les grands mouvements de l'air dans les minima et les maxima s'étendent jusqu'aux hauteurs, auxquelles flottent les cirrus. Les determinations de la *hauteur vraie* des nuages, surtout des nuages supérieurs, sont par conséquent de la plus haute importance. Nous donnons ici un resumé historique des *travaux préliminaires* à cet égard exécutés en différents pays, en reservant les resultats de l'étude internationale des nuages à un chapitre consercré specialement aux recherches récentes sur la météorologie des régions superieures de l'atmosphère.

M. M. *Ekholm* et *Hagström* (1) ont, pendant plusieurs années, poursvivi de telles recherches à Upsal. La méthode employée consistait tout simplement à faire des mesures directes avec des théodolithes du modèle de M. *Mohn* en deux stations distantes l'une de l'autre, ou d'un demi-kilomètres, ou de 1300 mètres, et unies par un fil téléphonique.

Ils ont déterminé ainsi les hauteurs moyennes des différentes espéces de nuages à Upsal.

Pour constater si les nombres trouvés pour Upsal varient en d'autres régions, M. M. *Hagström* et *Falk* (2) ont fait, en été 1887, des mesures analogues avec les mêmes instruments à Storlien en Jemtland, à une hauteur de 600 m. au dessus du Fjord de Drontheim.

D'un autre coté M. M. *Helm Clayton* et *Fergusson* (3) on fait, pendant plusieurs années des mesures semblables à l'observatoire de M. *Rotch,* an sommet du Blue-Hill (200 m), près Boston en Amérique.

(1) Mesure des hauteurs et des mouvements des nuages. Acta soc. Reg. scient. Ups. 1885. —
Die Höhe der Wolken im Sommer zu Upsala. Met. Zeitschr. 1887 p. 73. —
Molnens höjd i Upsala under sommaren. Append. aux actes de l'acad. des sc. de Suéde 1887. —

(2) Mesures de nuages faites dans les montagnes de Jemtland pendant l'été de 1887. Cpts. Rend. de l'acad. des Sc. de Suède. 1891. —

(3) Measurments of Cloud Heights an velocities. Annals of the Observatory of Harvard College, Vol. XXX. Part III. Cambridge 1892.

Voici les hauteurs en mêtres *an-dessus du sol.*

Tableau 24.

Nuages. (Été).	*Upsal.*	*Storlien.*	*Blue-Hill.*
Stratus	623	998	583
Nimbus	1527	1664	712
Cumulus (sommet)	1855	2181	2181
Cumulus (base)	1386	1401	1473
Cumulo-Nimbus (sommet)	2848	2504	—
Cumulo-Nimbus (base)	1405	—	1202
Des »Faux-Cirrus»	3897	—	—
Strato-Cumulus	2331	1788	1957
Alto-Cumulus bas	2771	2744	3195
Alto-Cumulus hauts	5586	4562	
Cirro-Cumulus	6465	6337	7606
Alto-Stratus	5198	—	6481
Cirro-Stratus	9254	—	8754
Cirrus	8874	8271	9923

Les nuages les plus bas flottent en général à un niveau plus haut an-dessus du sol à Storlien et à Blue-Hill. Les Cirrus ont exactement *la même hauteur au-dessus de la mer* à Upsal et à Storlien; la hauteur d'Upsal étant 20 m seulement et celle de Storlien 600 m au-dessus de la mer. A Blue-Hill, au contraire, les nuages supérieurs ont une hauteur plus grande qu'en Suède. Du reste, nous ferons remarquer seulement ici que la variation diurne à Upsal est différente de celle trouvée à Storlien et à Blue-Hill. En effet, la hauteur de presque tous les nuages augmente à Upsal du matin jusqu'au soir. A Storlien et à Blue-Hill, au contraire, la hauteur est la plus grande vers midi. A Blue-Hill on a trouvé pour toutes les formes des nuages une hauteur beaucoup plus grande en été qu'en hiver. Cette différence est la plus grande pour les nuages les plus hauts.

Or, il est prouvé que les circulations de l'air autour des minima et des maxima s'étendent en Angleterre et en Scandinavie à une hauteur qui dépasse souvent 9000 m au moins.

Cependant *Clement Ley* aussi bien que M. *Hidebrandsson* ont constaté que les hauteurs de différents tourbillons sont très

differentes. En effet, au-dessus des minima naissants, surtout au-dessus des »satellites», ou ceux qui se forment dans les parties extérieures des grandes dépressions, les Cirrus sont dirigés non pas par eux, mais par le grand minimum. Aussi il est évident que ces »satellites», quoique souvent très violents et amenant des tempêtes dangereuses, sont d'une hauteur relativement petite. Mais en Europe les minima les plus grands se meuvent en général entre 50° et 65° latitude, et il n'y a ordinairement que des dépressions secondaires qui déscendent sur les parties centrales ou méridionales de notre continent.

En effet, les recherches faites en Allemagne prouvent que l'axe des dépression n'y atteignent pas en général les Cirrus. A Berlin M. le Dr. *Vettin* (1) a depuis plusieures années étudié avec beaucoup de zèle les mouvements dans les couches différentes de l'atmosphère. Il a determiné avec une chambre noire la vitesse angulaire des nuages plusieurs fois par jour. L'instrument donna la vitesse C_1 pour le cas ou la hauteur aurait été de 24000 pieds. Aussi souvent que possible il observa au-dessus de Berlin la vitesse vraie C de l'ombre du nuage. De là il obteint la hauteur vraie par

$$H = \frac{C}{C_1} 24000$$

Pour les Cirrus il calcula les hauteurs d'après la durée d'illumination du nuage aprés le coucher du soleil. Ces méthodes, à ce qu'il nous semble, sont peu précises et bien limitées. Toutefois on peut voir que l'observateur par une persévérence et une règularité admirables, a tiré de cette méthode tout ce qui a été possible.

M. *Vettin* a trouvé que les couches des nuages ne sont nullement uniformément réparties dans l'espace. Il les trouve, au contraire, plus particulièrement à de certaines hauteurs, de sorte que, pour ainsi dire, elles se superposent en étages les unes au-

(1) Ueber die Volumina der in die barometrischen Minima und Maxima hinein — und aus denselben heraus tretenden Luft. — Aus dem Archiv der deutschen Seewarte, 1888, N:o 5. —

Voyez aussi:

Meteor. Zeitschr. 1882, 1883, 1886 et 1887. — Zeitschr. für Luftschiffahrt 1887, 1891 et 1892. —

dessus des autres. Il y a, d'aprés ce savant, cinq couches de nuages de hauteurs moyennes différentes, savoir:

1) Nuages inférieurs (unteres Gewölk) à 490 mètres.
2) Nuages (Wolken) » 1190 »
3) Petits nuages (Wölkchen) » 2260 »
4) Cirrus inférieurs » 4010 »
5) Cirrus supérieurs » 7220 »

La hauteur moyenne des différentes couches n'est pas constante. Elle varie selon l'heure du jour et aussi selon la saison. Chaque couche a une hauteur plus grande en été qu'en hiver. Mais la relation entre les hauteurs de deux couches suivantes reste toujours la même. A Blue-Hill on a trouvé les hauteur suivantes pour ces couches différentes (mètres):

Couche.	*Été.*	*Hiver.*	*Année.*
1.	563	454	508
2.	1657	1571	1614
3.	4228	3484	3856
4.	8228	5039	6633
5.	9757	8012	8884

A Upsal on a trouvé, pour l'été un maximum de nuages en 7 étages:

1.	699 m	5.	49—5300
2.	1280	6.	67—7000
3.	1745	7.	9—10000
4.	2325		

Avec le vent à la surface terrestre M. *Vettin* a considéré ainsi 6 couches superposées. Il a traité séparément les observations faites en chaque octant d'un minimum et d'un maximum, c'est-à-dire il a inscrit sur 8 feuilles différentes pour chaque couche, ou en tout sur 48 feuilles les observations faites quand le centre de dépression était au N, au NE, à l'E, etc. de Berlin, et de même pour les maxima.

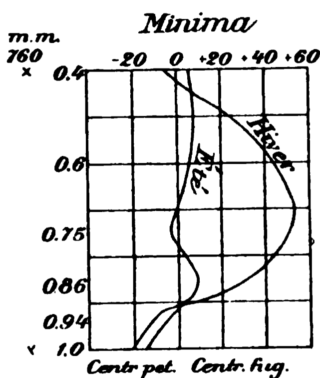
Il trouva immédiament qu'il y a à toute hauteur un courant dirigé à peu prés de l'ouest à l'est qui se fait sentir, de manière que les vents de l'ouest qui régnent au sud d'un centre de dépression marchant vers l'est sont très forts, tandis que les vents de l'est au nord du centre sont très affaiblis et dans les couches les plus élevées sont même quelquefois renversés.

Depuis il a calculé pour chaque couche la quantité d'air qui a passé par chaque octant et sa direction résultante, en admettant que le nombre de fois que chaque vent a été observé soit proportionel au temps qu'il a soufflé. Le produit du temps et de la vitesse est donc proportionel à la quantité d'air qui a passé. Enfin il a calculé *la quantité d'air* qui a marché vers le centre le long du rayon (composante »centripéte») ou en sens inverse (composante »centrifuge»). Celà fait pour chaque octant, il a pris les sommes pour chaque couche. Par ce procédé pénible et un peu compliqué il a obtenu les resultats suivants:

I. Minima.

La fig. 9 donne pour chaque hauteur, depuis 760×1 au sol jusqu' à la pression 760×0,4, la quantité d'air qui a marché vers le centre (—) ou en dehors du centre (+).

Fig. 9.



Dans l'intérieur d'un minimum l'air monte en haut, et au fur et à mesure qu'il s'éléve d'autre air pris en dehors est aspiré. Cela ce fait dans les couches les plus basses, celle des vent et celle des nuages inférieurs. Le mouvement centripète cesse en été aussi bien qu'en hiver à une hauteur où la pression est en moyenne 0,92×760, soit à l'altitude de 640 m environ. Au-dessus l'air s'éloigne de plus en plus du centre, et ce mouvement »centrifuge» est le plus accentué à une hauteur moyenne de 2200 m environ. Plus haut ce mouvement diminue peu à peu pour devenir insensible à la hauteur des cirrus supérieurs.

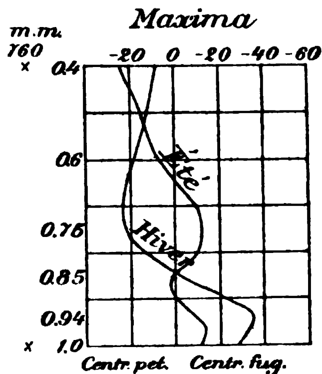
On voit qu'en hiver la quantité d'air qui s'eloigne du centre est beaucoup plus grande qu'en été.

En revanche, le mouvement »centrifuge» cesse à peu près en été à la hauteur des nuages pluvieux pour recommencer au dessus d'eux, *M. Vettin* explique ce phenomène par la condensation abondante de la vapeur d'eau à cette hauteur qui est la cause d'une diminution brusque de la pression d'air dans cette région ammenant un appel d'air d'en déhors.

II. Maxima.

En hiver l'air s'éloigne du centre depuis le sol jusqu' à la région des nuages. Plus haut l'air se meut en sens inverse vers le centre. Ce mouvement »centripéte», est à son maximum à la hauteur des petits nuages, pour diminuer ensuite dans la couche des Cirrus supérieurs. En été la circulation autour d'un maximum atteint une hauteur beaucoup plus grande. L'air s'éloigne du centre jusqu' à la hauteur des Cirrus inférieurs et l'aspiration vers le centre semble continuer jusqu' à une hauteur plus grande que celle des Cirrus supérieurs. A la hauteur des nuages pluvieux, le mouvement centripète de l'air semble à peu près nul, comme dans les minima. L'étude de M. *Vettin* n'est pas directement comparable avec les travaux déjà mentionés, par suite de la façon particulière et compliquée dont les données des observations sont traitées, mais il résulte pourtant des beaux travaux de ce savant infatigable, que la marche des Cirrus au-dessus de Berlin n'est pas dans les même rapports avec la distribution des pressions à la surface du sol qu'en Suède et en Angleterre. En effet, à l'exeption des maxima d'été, qui semblent y avoir une hauteur considérable, les axes des grands tourbillons de l'atmosphère n'atteignent pas en général la couche des Cirrus. Selon M. *Vettin* l'axe d'une dépression ne dépasserait pas en général une hauteur de 3—4000 mètres. Cependant il nous semble très probable que les hauteurs de ses 5 couches sont en général trop petites.

Fig. 10.



M. *A. Richter* (1) a examiné le mouvement des Cirrus au-dessus d'Ebersdorf, en Silésie, par rapport aux distributions de pression à la surface du sol. Il a calculé, les diverses direc-

(1) Zug der oberen Wolken im Verhältniss zur unteren Druck und Wärmevertheilung. Met. Zeitschr. 1881, p. 379. —

tions moyennes des Cirrus pour les divers gradients. Ces résultats sont resumés dans le tableau suivant:

Tableau 25.

Gradient vers le	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
Dir. moy. des Cirrus	W1°N	W22°S	W18°S	S36°W	S6°W	E24°S	W37°N	W11°N

On voit comment la direction de l'ouest est prépondérante. Avec les gradients vers l'Est ou le Nord-est les Cirrus *s'éloignent* des régions de haute pression.

Les observations des nuages faites en allemaque pendant l'aunée polaire 1882 – 83 sous la direction de la *Seewarte* à Hambourg ont été discutées par M. *Forsten* 1), météorologiste de Finlande. De son intéressant mémoire nous insérons ici les deux tableau suivants, qui donnent les valeurs de a pour les nuages supérieurs et inférieurs dans chaque octant d'un minimum.

Tableau 26.

Direction des Cirrus.

Octant	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
Marche de	S58°W	W	N58°W	N85°W	S73°W	S69°W	S60°W	S50W
a	238	—45	32	50	73	114	150	140

Tableau 27.

Direction des nuages inférieurs.

	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
Marche de	S79°E	N38°E	N58°W	N83°W	S75°W	S61°W	S27°W	S32°E
a	79	83	32	52	75	106	117	103

On voit que les nuages inférieurs s'éloignent du centre dans la partie antérieure beaucoup plus qu'en Suède, et les Cirrus présentent une marche de l'ouest à l'est qui n'est que modifiée par les mouvements cycloniques se produisant au-dessous.

Pour étudier d'un peu près ce sujet, en ce qui concerne la partie centrale de l'Allemagne et suivant le plan qu'il avait adopté dans les recherches suédoises, M. *Åkerblom* (2) s'est servi

(1) Beiträge zur Kentniss der oberen Luftströme. Helsingfors 1890. —
(2) L. c. p. 34.

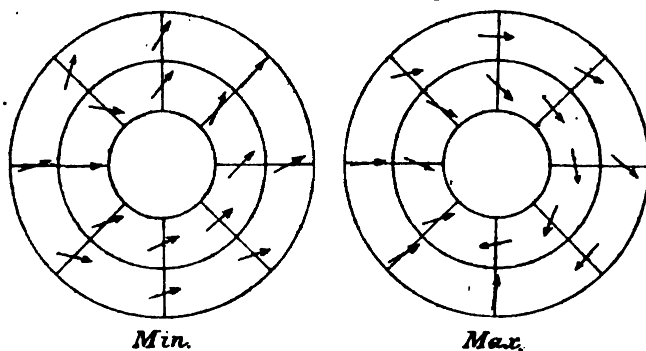
des observations sur les Cirrus d'Ebersdorf (1883—84), de Lichtenwalde (1885—87) de Brandenbourg (1887) et d'Erfurt (1887). Le tableau suivant et la fig. 11 donnent les résultats trouvés par cette étude.

Tableau 28.

	C	D	E	F
N	W24°S	W17°S	W 2°N	W43°N
NW	W40 S	W18 S	W14 S	W27 N
W	S45 W	W27 S	W 7 S	W22 N
SW	S25 W	S41 W	W31 S	W19 S
S	S38 W	S33 W	S 8 W	E12 N
SE	W11 N	S18 W	N40 E	N22 E
E	W 1 S	W18 S	W40 N	N10 W
NE	W18 S	W14 N	W28 N	N40 W

A	M	Mx
S41°W	W4°N	W32°N

Fig. 11. Direction des Cirrus, dans l'Allemagne centrale au dessus des minima et des maxima barométriques.



»Si l'on calcule», dit-il, »les directions moyennes des cirrus, dans les diverses zones, sans tenir compte des gradients, on obtient les résultats suivants

C	D	E	E	C—F
W35°S	W20°S	W2°N	N40°W	W6°S

»On voit par là que la direction moyenne est plus méridionale avec une basse pression et plus boréale avec une pression élevée.

Cela n'est pas seulement vrai peur les directions moyennes dans les diverses zones — auquel cas on pourrait peutêtre expliquer la chose par le fait que les différentes directions du gradient se retrouvent assez irrégulièrement dans ces diverses zones — mais encore pour chaque direction particulière du gradient dans les zones, ainse qu'il ressort du tab. 28.»

»La direction moyenne calculée d'après toutes les observations des cirrus est

W6°S.

»Le tableau 28 prouve de la manière la plus nette que la marche des courants supérieurs en Allemagne n'est pas en général déterminée par la distribution de la pression à la surface terrestre. Au dessus des minima la marche moyenne des cirrus semble n'être influencée que d'une façon insignifiante par cette distribution de la pression. On ne peut en tirer d'autre conclusion que celle-ci: *l'axe vertical d'un tourbillon est plus haut en Suède et en Angleterre, c.-à-d. le long de la trajectoire la plus frequente des dépressions, qu'à des latitudes plus basses, où il n'atteint pas toujours la région des cirrus.»* — — —

»Quant aux maxima on voit qu'en Allemagne il arrive assez souvent que les courants supérieurs soient influencés par la distribution de la pression à la surface terrestre. Cela s'applique particulièrement à la zone F. En effet, la figure 11 y fait voir un tourbillon presque complet. Cependant les si nombreuses directions entre le nord-ouest et le sud-ouest qu'on trouve, avec tous les gradients, dans les zones E et F, montrent pourtant que les courants atmosphériques de la région des cirrus sont très souvent indépendants de la distribution des pressions sur le sol, même au dessus des maxima.»

»Les directions moyennes des cirrus pour les diverses directions des gradients, calculées sans tenir compte de la pression barométrique, sont contenues dans le tableau suivant:

Tableau 29.

Direction des cirrus, dans l'Allemagne centrale, pour les gradient divers.

N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
W1°S	W19°S	W25°S	S43°W	S1°W	N31°E	W44°N	W25°N

»Ainsi qu'on le voit, l'accord entre ce résultat et celui de M. *Richter* est très satisfaisant.»

Enfin M. *Ladislas Satke* à Tarnopol à poursvivi depuis le commencement de 1894 des recherches sur la hauteur des minima et des maxima au sud-est de l'Europe. Il a fait plusieurs fois par jour des mesures avec le néphoscope des directions et des vitesses angulaires des différentes formes des nuages selon la classification internationale. Depuis il a calculé la vitesse vraie de chaque nuage en admettant que sa hauteur était toujours la hauteur moyenne de cette forme. Aiusi il a trouvé pour chaque observation la direction et la vitesse approximative des différentes couches superposées. Il a publié dans les memoires de l'académie des sciences de Cracovie un certain nombre de cas spéciaux offrant un intérêt plus général, et il a inséré un resumé de ce memoire en langue allemande dans le *Meteorologische Zeitschrift.*(1)

Le 20 avril p. e. au matin une dépression peu profonde existait sur la Pologne amenant un vent de l'ouest à Tarnopol, où les ACu et les AS venaient du SW. Un autre minimum avait son centre sur la mer Tyrrhénienne. Le matin suivant ce minimum passa aux environs de Rome et continna vers le NE pour s'éteindre sur la Hongrie le 22 au matin. Pendant ce temps la dépression de la Pologne s'est transporté legèrement vers l'est en s'affaiblissant. Voici les observations recueillies à Tarnopol.

Tableau 30.

Date	*Heure*	*Vent*	*Nuages*		
			Forme	*Direction*	*Vitesse*
Avril 21	•7h15 A.M.	W	SCu	W	16m
	11h45 A.M.	W	Cu	W	10
	2h15 P.M.	W	AS	SW	20
			Cu	W	6
	5h30 P.M.	N			
	7h P.M.	NE			
	8h P.M.	E	Ni	SW	
Avril 22	8h30 A.M.	SE	Ni	SE	

Ainsi la depression nouvelle se fait déja sentir à la surface du sol le 21 au soir, tandis que les Ni continuaient encore à 8h

(1) Février 1895.

du soir à marcher du SW. Le courant de l'est n'avait guère qu' une épaisseur de 1000^m à ce temps. Ainsi dans ce cas aussi la loi de *M. Hildebrandsson* fut confirmée à savoir qu' un nouveau minimum influe sur la girouette plus tôt que sur les courants supérieurs.

Il est prouvé par les observations du 25 avril qu'un minimum sur la Hongrie n'était pas d'une grande hauteur, et qu'un maximum doit avoir en une hauteur beaucoup plus grande, ce qui confirme l'opinion de *M. Vettin*. Au 25 avril il y avait un maximum au centre de la Russie et une dépression sur la Hongrie. Par conséquent le vent était du SE à Tarnopol. Voici les observations de ce jour:

Tableau 31.

Date	*Heure*	*Vent*	*Nuages* *Forme*	*Nuages* *Direction*	*Nuages* *Vitesse*
Avril 25	7^h15 A.M.	SE	ACu	N	9^m
	9^h45 A.M.	SE	ACu	N	8
			Cu	SE	
	10^h30 A.M.	SE	AS	N	9
			Cu	SE	17
	4^h15 P.M.	E	SCu	E	15
Avril 26	9^h30 A.M.	NE	Cu	N	12
	3^h45 P.M.	NE	Cu	N	18
	5^h30 P.M.	NE	Cu	NE	19

Par conséquent, la hauteur de la dépression n'atteignit pas la hauteur des ACu ou AS, c'est-à-dire 4000^m environ. A cette hauteur un vent du N souffle du maximum en Russie. Il semble que *cet air ait rempli la dépression par en haut.* Le 26 ce vent a descendu à Tarnopol jusqu'au sol, et le 27 la dépression en Hongrie avait tout-à-fait disparu.

Ces exemple suffisent ici pour montrer l'état de la question.

Les resultats obtenus sur le continent de l'Europe sont confirmés par les observations faites en d'autres parties du monde à des latitudes basses.

Le Rév. *P. Marc Dechevrens,* alors Directeur de l'Observatoire à Zi-ka-wei en Chine a prouvé (1) que la marche des cirrus est en chaque saison presque invariablement de l'ouest à l'est, et que ce mouvement est indépendant des isobares à la surface terrestre. On est parvenu au même resultat à Blue Hill près Boston en Amérique.

M. *L. Teisserenc de Bort* a montré en 1889 (voir: Sur le synthèse de la repartition des pressions à la surface du globe. — Ann. du Bureau centr. mét. pour 1886) que les isobares supérieures, à 4000^{m}, calculées d'après les pressions et températures au sol expliquent très bien cette marche moyenne des cirrus.

Loomis (2) a fait des recherches spéciales à cet égard. Afin de determiner à quelle altitude au-dessus du niveau de la mer s'observe la loi du mouvement de l'air autour des minima et des maxima, il a discuté les observations faites au sommet du Mont Washington, à une altitude de 6285 pieds, ou de 1916^{m}, en suivant la même méthode que pour les autres stations. Il a obtenu les résultats suivants:

A. *Basse pression.*

Quadrans	*W*	*S*	*E*	*N*
Direction du vent	N 55° 7′ W	N 76° 35′ W	S 53° 44′ W	N 20° 6′ E
Vitesse du vent en milles	49	44	37	32

B. *Haute pression.*

Quadrans	*W*	*S*	*E*	*N*
Direction du vent	S 14° 37′ E	N 4° 8′ W	N 54° 48′ W	N 57° 52′ W
Vitesse du vent en milles	32	18	38	32

Ces resultats sont représentés par les figures suivantes (Fig. 12).

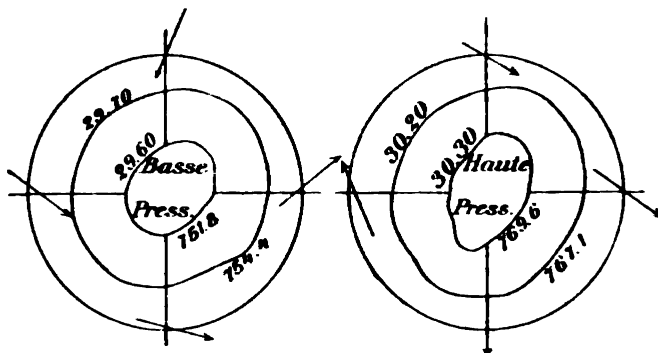
»Un examen attentif de ces figures» dit-il »fait connaître que les vents qu'elles indiquent, correspondent assez bien à ceux

(1) Mouvements des couches élevées de l'atmosphère, à Zi-Ka-Wei, determinés par la direction des Cirrus. Zi-Ka-Wei 1885.

(2) Contributions to meteorology. Second paper. November 1874.

par moi pour la surface terrestre, en supposant que ces vents soient influencés par un courant supérieur venu du NW. La direction moyenne du vent au sommet du Mont Washington, en 1873, a été N 76° W. Si nous la regardons comme le vent normal, et si nous considérons les vents indiqués à la surface terrestre comme des forces perturbatrices entrant en combinaison avec le vent normal, nous obtiendrons, dans six de ces huit cas, une direction très-satisfaisante pour la résultante, qu'on deduit d'un triangle dont deux cotés représentent ces deux forces et le troisième coté le vent actuellement observé». On voit qu'à la partie antérieure d'un minimum l'angle en dehors du vent à cette hauteur de 1900^{m} seulement est beaucoup plus grand que l'angle correspondant des nuages inférieurs en Suède, ce qui indique déjà une hauteur de l'axe du tourbillon moindre aux États Unis qu'en Suède.

Fig. 12. Loomis: Mt. Washington.



Plus tard *Loomis* (1) a étudié de plus près les variations du baromètre et du vent au Mt. Washington et à Pikes Peak, dont la hauteur est 13960 pieds on 4255 mètres.

En comparant les observations horaires au sommet et à la base de Mt. Washington il a constaté que les maxima et les minima du baromètre arrivent en moyenne 3 heures plus tard au sommet qu'à la base du montagne, d'ou un retard d'une heure pour 900 pieds (274 m), la hauteur du sommet étant 6285 pied

(1) Tenth Paper. January 1879.

ou 1916 m et celle de la station à la base 2898 pieds (883 m). Pour contrôler il a aussi comparé la marche du baromètre au sommet avec les deux station de Burlington et Portland. Le sommet est situé à peu près au milieu de la ligne joignant ces deux ville à une distance de 150 miles de chacune. Cette comparaison montre un retard d'une heure pour 870 pieds. Une comparaison semblable entre les courbes barométrique au sommet et à la base du Mont Mitchell dans la Caroline du Nord donna un retard d'une heure pour 1600 pieds.

Enfin entre Colorado Springs et Pike's Peak il trouva un retard d'une heure pour 1380 pieds ou 421 mètres. Ce qui est remarquable, c'est que la variation diurne de la pression de l'air présente un retard presque identique pour le maximum principal du matin. Ce maximum se présente à la base du Mt. Washington à $8^h,30$ A.M. Mais au sommet il n'arrive qu'à midi. De même à la base du Mt. Mitchell il arrive aussi à $8^h,30$ A.M. mais au sommet seulement à $10^h,30$ A.M.

La discussion des indications des girouettes a prouvé qu'au Mt. Washington une nouvelle dépression se fait sentir *plus tôt à la base qu'au sommet.* Du reste, comme on le voit par les figures, les vents d'est dans la partie antérieure sont remplacés en haut par des vents du SW ou de l'ouest, les vents d'est étant très rares au sommet. Une comparaison plus détaillée fit reconnaître que les vents au sommet, à une hauteur de 1900 m seulement, circulent autour d'un centre situé ordinairement à l'ouest du centre de la dépression à la surface terrestre. Cependant ce déplacement du centre en haut n'était pas toujors vers l'ouest, ou en arrière, dans plusieurs cas il s'est produit vers d'autres directions. Il parait obéir à la loi de *M. Köppen,* qui vent que le centre en haut se transporte vers le coté où la température est la plus basse.

Une discussion analogue des vents en haut et en bas au Pike's Peak donna des résultats semblables. Mais dans la plupart des cas le vent au sommet du Pike's Peak n'est que très peu influencé par les minima qui passent au dessous. Par conséquent, *la hauteur des grands tourbillons de l'atmosphère ne dépasse guère 4000 m dans ces contrées.*

Il semble d'après une autre recherche de *Loomis* (1) que la marche des courants supérieurs aux États Unis soit influencé par les minima et les maxima à la surface terrestre à peu près de la même manière qu'en Allemagne. . . . »Lorsqu'il existait», dit-il, une zone de haute pression bien déterminée à l'E d'une zone de dépression, dans le périmètre des États Unis, j'ai choisi tous les cas dans lesquels la direction des nuages supérieurs était indiquée dans les stations comprises entre les centres de basse et de haute pression. . . . Parfois, le mouvement des nuages supérieurs à été dirigé presque exactement vers le centre de haute pression. Quelquefois, la direction des nuages supérieurs a donné lieu de croire qu'elle les portait vers la droite du centre de haute pression. Cependant, *en général, la direction des nuages supérieurs accusait leur mouvement vers la gauche du centre de haute pression.* En d'autres termes, tandis que le mouvement des nuages supérieurs s'effectue d'une zone de basse pression vers une zone de haute pression, ils ont une tendance à évoluer autour du centre de haute pression dans la direction que suivent les vents de surface, en circulant autour d'un centre de haute pression.»

Cela est tout à fait d'accord avec la figure de *M. Åkerblom* (fig. 11, p. 43) représentant la marche des Cirrus au-dessus de l'Allemagne. C'est aussi un appui pour l'opinion de *M. Vettin* que la circulation autour d'un maximum atteint, surtout en été, une hauteur plus grande que celle autour d'un minimum. Enfin nous remarquons que la marche du courant supérieur coïncide, avec la trajéctoire du centre de dépression, qui, comme nous le verrons plus bas, selon la loi de *Clement Ley* a une tendance à passer à gauche d'un maximum.

Les cyclones intertropicaux sont considérés en général comme ayant une hauteur assez petite. *M. John Eliot* admet que la hauteur d'un cyclone très violent ne dépasse souvent pas 2000 pieds (600 m environ). En général les cyclones du Golfe de Bengale naïssent au large sur le Golfe même. Il y a cependant

(1) Ninth Paper. July 1878.

des cas ou un cyclone a marché du Golfe de Siam au Golfe de Bengale. Mais alors il passe au dessus de l'Isthme de Krah, dont l'altitude ne depasse pas 100 pieds (30,5 m). La chaine de montagne au nord de l'Isthme et celle de la pénisule de Malacca au sud s'étendent du N au S et semble être une barrière infranchissable pour les tourbillons atmosphériques.

De même selon *M. Dallas* les cyclones de la mer d'Oman naissent en général sur la mer même. S'ils viennent du Golfe de Bengale ils devont franchir les Ghates Occidentales qui forment une chaîne de montagne d'une hauteur de 3,000 pieds (900 m) avec de cimes de 5—7000 pieds (1500—2100 m). Dans ce cas le cyclone semble s'éteindre en rencontrant la chaîne de montagne, et les ports de la Côte de Malabar et la mer adjacente n'éprouve pas un cyclone proprement dit. Mais un ou deux jours après le cyclone recommence plus au large et continue sa route à peu près dans la même direction. *M. Dallas* pense que le tourbillon a continué dans les régions de l'atmosphère plus hautes que la chaîne franchie, et qu'il s'abaisse de nouveau peu à peu vers la surface de la mer. *M. Cleveland Abbe*(1) a étudié recemment les passages de dépressions barometriques au-dessus des Rocky Mountains en Amérique. Il fait voir que chaque fois qu'une grande dépression vient de l'Océan Pacifique elle s'éteint sans pouvoir franchir les montagnes. Mais en même temps il se forme de l'autre coté de la chaîne comme un cul de sac dans les isobares. Ils prennent la forme d'un V ayant sa pointe aussi bas qu'en Arizona ou au Mexique. Ainsi ce sac s'étende de là jusqu'au cercle polaire, vers lequel les isobares divergent. Dans la partie sud, où les isobares sont les plus rapprochés, il se forme peu à peu une dépression secondaire qui s'étend de plus en plus en se mettant en marche vers l'est au-dessus des États-Unis. Ainsi le cyclone recommence pour ainsi dire plus au sud de l'autre coté de la chaîne.

Il est bien probable que les même phénomènes se répétent quand un cyclone passe les Ghâts.

Redfield estime la hauteur des ouragans des Antilles à un *mile* (1600 m) seulement. En effet, on voit souvent une

(1) The passage of low areas over the Rocky Mountains. Monthly Weather Review of the Weather Bureau. Washington, april 1895, p. 129.

couche de »stratus cloud» (alto-stratus?) marcher au-dessus des Nimbus de l'ouragan sans être visiblement altérés dans leur marche ordinaire de l'ouest. Il estime la hauteur de cette couche à un *mile*, ce qui est sans doute trop peu. D'un autre coté nous avons vu que le *P. Viñes* a même constaté la radiation des Cirrus par rapport au centre de ces cyclones. Il est évident qu'on a besoin de mesures exactes des hauteurs moyennes de ces différentes couches de nuages dans ces parages. Les Cirrus d'ont parle le *P. Viñes*, sont ils des vrais Cirrus à une hauteur de 9—11000 m ou des Faux-Cirrus de la même espèce qu'on voit flotter à une hauteur de 3—4000 m autour les sommets des Cumulo-Nimbus d'un orage?

Le plus probable c'est que ces Cirrus vont *au-dessus* de l'ouragan et qu'ils indiquent le courant général qui entraîne l'ouragan. Nous verrons que les trajectoires moyennes des dépressions coïncident partout avec la direction moyenne des Cirrus dans la même contrée.

M. H. B. Boyer à Key West, au sud de Floride, a récemment prouvé, (1) que dans ce région on peut toujours determiner la direction du centre en comparant la marche d'une ou plusieures couches de nuages avec la direction du vent. En effet, on a là la relation suivante entre ces directions:

Tableau 32.

Centre vers le	S	SW	SE
Marche des Ci ou Ci-S	S	SW	SE
Marche des Ci-Cu	SSE	SSW	ESE
Marche des A-S	SE	S	E
Marche des Cm très hauts	ESE	SSE	ENE
Marche des Nuages inférieurs	E	SE	NE
Direction du vent	ENE	ESE	NNE

Le memoire de M. *Boyer* est accompagné de plusieures cartes par lesquelles cette règle semble bien établie.

De ce qui precède il semble être demontré, que les tourbillons cycloniques et anticycloniques ont la plus grande hauteur

(1) Atmospheric circulation in tropical cyclones, as shown by movements of clouds. 17 Plates. Publié par le U. S. Weather Bureau 1896.

entre 50° et 65° de latitude, et que les dépressions secondaires des latitudes plus basses ont en moyenne une hauteur beaucoup moindre. Pour les tropiques les observations de la plupart des observateurs compétents semblent indiquer que la hauteur de ces tourbillons terribles est relativement petite. Pour obtenir des renseignements plus exacts à cet égard il faudra posséder des mesures exactes des hauteurs de nuages dans ces régions.

---

3. *Vitesse du vent, gradient, calme central.*

La vitesse du vent autour des minima et des maxima a été determiné par plusieurs savants.

Loomis (1) a trouvé la vitesse moyenne du vent dans chaque quadran indiquée ci dessous. La vitesse est donné en milles anglais par heure.

Tableau 33.

Quadrans		*W*	*S*	*E*	*N*
Vitesse	basse pression	10.1	8.8	8.3	7.6
	haute pression	5.2	6.0	6.5	6.1

La vitesse du vent augmente, comme on sait, en s'élevant de la surface terrestre. Des observations faites au sommet du *Mt. Washington* (1917 m) il a tiré les moyennes suivantes:

Tableau 34.

Quadrans		*W*	*S*	*E*	*N*
Vitesse	basse pression	49	44	37	32
	haute pression	32	18	38	32

M. Hildebrandsson (2) a trouvé en moyenne pour les phares à Wäderöbod et à Sandön:

(1) l. c. Trad. de Brocard p. 24.
(2) l. c. p. 10.

Tableau 35.

(Vitesses Beaufort 0—12.)

Gradient vers	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*	*Moy.*
N	7.2	5.7	5.4	5.1	4.5	5.6
NW	7.1	6.0	5.0	4.5	4.2	5.4
W	5.2	4.0	3.6	3.5	2.5	3.8
SW	5.2	4.2	3.6	3.7	3.7	4.1
S	5.8	5.1	4.2	5.3	5.4	5.2
SE	6.5	6.0	5.0	5.1	4.4	5.4
E	6.2	5.9	5.0	4.4	4.5	5.2
NE	5.5	5.6	5.5	4.2	4.2	6.0
Moy.	6.1	5.3	4.7	4.5	4.4	

Centre d'un minimum $A = 2.6$; d'un maximum $Max = 2.4$.
Entre deux minima $M = 2.6$.

Il résulte de ce tableau que *la vitesse du vent est petite dans les régions A, Max et M. De l'intérieur d'un anticyclone elle augmente continnellement à mesure que la pression barométrique diminue, et elle atteint son maximum dans le voisinage du calme central des dépression barométriques.* D'un autre coté, si nous regardons les différentes directions du gradient, *sa direction vers le nord paraît amener la plus grande vitesse du vent et sa direction vers l'ouest et le sud-ouest, la plus petite.*

Pour Vienne et pour Thorshavn nous avons selon *M. Åkerblom* (1) les resultats suivants:

Tableau 36.

Vienne (mètres par sec.).

pendant l'hiver

	N	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
C	6.7	2.7	3.2	1.8	5.5	9.2	10.2	10.8	6.3
D	5.4	2.3	2.7	3.1	3.4	7.8	10.6	11.5	6.3
E	4.2	2.7	2.3	2.1	3.4	8.2	8.4	10.9	6.0
F	3.6	3.1	3.1	1.7	3.2	7.1	8.6	9.1	5.4
Moy.. . . .	5.0	2.7	3.1	2.0	3.4	7.6	9.1	10.2	5.8

$A = 3.8$; $M = 3.4$; $Mx = 2.2$.

(1) l. c. p. 15.

pendant l'été

	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE	Moy.
C	8.3	1.9	3.4	3.6	3.0	4.7	10.5	11.0	6.4
D	3.8	2.1	3.5	1.9	3.1	6.2	8.4	8.4	5.9
E	3.0	1.4	2.5	2.1	2.4	6.2	7.2	6.9	5.7
F	5.8	2.4	1.9	2.0	2.5	6.4	6.7	6.9	5.3
Moy.. . . .	4.3	1.9	2.8	2.0	2.6	6.2	7.6	7.8	5.8

$A = 4.8$; $M = 3.2$; $Mx = 2.2$.

Tableau 37.

Thorshavn (échelle terrestre: o = calme, 6 = ouragan).

pendant l'hiver

	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE	Moy.
B	2.6	3.0	2.4	2.5	2.4	2.5	2.1	2.1	2.5
C_1	3.2	3.0	2.2	2.6	3.0	2.0	2.1	2.0	2.6
C_2	2.7	2.7	2.0	1.5	2.1	2.3	2.0	1.6	2.2
D	2.6	2.6	2.1	2.8	1.6	1.8	1.6	2.2	2.2
E	2.5	2.4	1.7	2.2	2.1	1.8	1.8	1.4	2.0
F	1.6	2.1	1.6	1.7	1.8	2.0	1.4	2.0	1.8
Moy..	2.6	2.7	2.0	2.2	2.1	2.1	1.8	1.9	2.2

$A = 1.7$; $M = 1.3$; $Mx = 0.7$.

pendant l'été

	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE	Moy.
B	3.4	2.3	2.6	2.1	1.8	1.6	1.9	1.0	2.3
C_1	2.3	2.7	1.5	1.3	1.8	2.0	2.1	1.7	2.0
C_2	2.5	2.6	1.9	1.2	1.5	1.9	1.7	1.8	2.0
D	2.3	2.0	1.3	1.2	1.3	2.1	2.0	2.2	1.8
E	1.8	1.8	1.1	1.1	1.8	1.5	2.0	1.8	1.6
F	1.6	1.4	0.8	1.0	1.6	2.9	1.4	1.2	1.4
Moy..	2.1	2.1	1.5	1.2	1.6	1.9	1.9	1.7	1.8

$A = 1.4$; $M = 0.9$; $Mx = 0.6$.

On voit par ces tableaux aussi que la vitesse du vent est la plus petite dans les aires Mx, M et A, où le gradient est à peu près zéro. On voit encore que *la vitesse diminue quand la pression augmente.* A Vienne *la vitesse du vent est la plus grande avec le gradient dirigé vers le nord- est et la plus*

faible avec des gradients vers le sud-ouest, l'ouest ou le nord-ouest. La vitesse est quatre à cinq fois plus grande dans le premier cas que dans les autres. A Thorshavn, au contraire, la vitesse du vent est la plus grande avec des gradient vers le nord-ouest et l'ouest; mais ces différences sont très loin d'être aussi marquées qu'à Vienne.

Pour Stettin *M. Krankenhagen* (1) donne les valeurs suivantes. (C_1 = au-dessous de 745; C_2 = 745 — 755; C_3 = 755 — 760; C_4 = mouvement cyclonique au-dessus de 760; A_1 = mouvement anticyclonique de 760—765; A_2 = au-dessus de 765.)

Tableau 38.

Stettin (Beaufort 0—12).

Gradient vers le		*N*	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*	*Moy.*
Été	Cyclone	3.6	3.4	3.6	4.0	3.5	3.0	2.8	3.5	3.4
	Anticyclone	2.2	2.3	2.2	3.0	3.3	2.5	2.4	1.6	2.4
Hiver	Cyclone	4.4	4.0	4.4	3.8	4.2	3.2	3.5	3.9	3.9
	Anticyclone	2.5	2.8	2.5	2.7	2.8	2.7	2.3	2.0	2.5

Gradient	Eté				Hiver					
vers	C_2	C_3	C_4	A_1	C_1	C_2	C_3	C_4	A_1	A_2
N	4.0	3.5	3.1	2.2	5.7	4.4	4.5	3.2	2.9	2.4
NE	3.7	3.1	3.4	2.5	—	3.8	3.9	3.6	3.2	2.7
W	3.1	2.7	—	2.6	—	3.6	3.1	—	2.6	2.2
NW	4.2	3.1	2.6	1.5	4.5	4.1	3.3	3.2	2.3	1.9
Moy.	3.8	3.2	3.3	2.5	5.1	4.1	3.6	3.4	2.8	2.4

Le nombre des cas pour des gradients vers le NE—E—SW est trop peu nombreux pour qu'on puisse en deduire des valeurs exactes pour les differentes zones. *Là aussi la vitesse diminue quand la pression augmente.* Elle est dans les cyclones *la plus petite avec des gradients vers le sud-ouest ou l'ouest.* La grande vitesse pour des gradients vers le sud ou le SE, s'explique par la situation de Stettin sur la côte nord de l'Allemagne.

M. G. Doerry (2) a fait des recherches tout-à-fait semblables pour Magdebourg, et a obtenu les résultats suivants:

(1) l. c.

(2) Ueber den Einfluss der barometrischen Minima und Maxima auf das Wetter in Magdeburg. Halle 1889, p. 22.

Tableau 39.

Magdebourg (Beaufort 0—12).

Gradient vers		*N*	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*
Été	Cyclone	3.3	3.7	2.7	1.9	2.3	1.9	1.8	2.3
	Anticyclone	2.1	2.8	2.4	1.7	1.9	1.5	1.3	1.6
Hiver	Cyclone	3.5	3.8	2.6	2.2	2.4	2.3	2.1	2.8
	Anticyclone	2.6	3.0	2.1	2.2	2.1	1.9	1.5	1.9

Gradient	Été					Hiver				
vers	C_2	C_3	C_4	A_1	A_2	C_2	C_3	C_4	A_1	A_2
N	3.8	3.1	2.7	2.0	2.3	3.8	3.2	—	3.1	2.4
NE	4.3	3.4	3.1	2.8	2.7	4.3	3.4	3.4	3.2	2.9
W	2.2	1.7	—	1.3	1.3	2.4	2.1	—	1.5	1.5
NW	2.5	2.1	1.6	1.7	1.5	3.0	3.7	2.1	1.9	1.8

Enfin nous donnons les résultats de *M. Polis* pour Breslau et la Schneekoppe.

Tableau 40.

Breslau (Beaufort 0—12).

Hiver.

	N	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
C_1	3.5	2.8	1.4	1.5	—	1.0	3.7	4.7	3.0
C_2	2.8	2.7	2.2	2.4	1.6	3.0	4.0	4.2	2.9
C_3	2.8	2.5	2.3	2.4	2.2	2.3	3.4	4.3	2.8
$C_1 + C_2 + C_3$	2.9	2.6	2.3	2.3	2.0	2.4	3.6	4.3	2.9
A_1	2.7	2.9	2.2	2.2	3.3	2.5	3.6	3.1	2.8
A_2	2.1	2.3	2.0	2.2	1.9	2.4	3.0	3.7	2.5
$A_1 + A_2$	2.3	2.5	2.1	2.2	2.1	2.4	3.2	3.5	2.6
$C_1 - A_2$	2.7	2.6	2.2	2.3	2.1	2.4	3.3	4.0	2.8

Été.

	N	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
C_1	3.0	3.0	4.0	—	5.0	2.5	2.0	3.0	3.1
C_2	2.7	2.4	2.1	1.7	2.8	2.0	3.1	3.9	2.8
C_3	2.3	3.2	2.3	1.9	2.3	2.4	3.2	4.0	2.9
$C_1 + C_2 + C_3$	2.4	3.0	2.3	1.9	2.5	2.3	2.5	4.0	2.9
A_1	2.6	2.1	2.1	1.7	1.4	1.8	2.5	2.4	2.2
A_2	1.7	1.6	1.8	1.8	1.7	2.8	2.2	2.7	2.2
$A_1 + A_2$	2.4	1.9	2.0	1.8	1.6	2.3	2.4	2.5	2.2
$C_1 + A_2$	2.4	2.7	2.2	1.8	1.9	2.3	2.4	3.2	2.6

Schneekoppe.

Hiver.

	N	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
C_1	6.5	5.1	4.1	3.0	—	6.0	5.3	8.0	5.8
C_2	5.9	5.9	5.0	4.5	5.0	5.4	6.0	6.4	5.7
C_3	5.6	4.5	4.2	4.8	4.5	5.1	6.9	6.8	5.1
$C_1 + C_2 + C_3$	5.8	5.1	4.4	4.5	4.7	5.2	6.6	6.9	5.3
A_1	5.0	4.0	3.9	3.3	8.0	4.5	5.7	6.0	5.0
A_2	4.1	4.6	3.9	4.3	4.6	4.6	5.3	5.6	4.7
$A_1 + A_2$	4.5	4.4	3.9	4.2	4.8	4.6	5.4	5.7	4.8
$C_1 — A_2$	5.3	4.8	4.2	4.3	4.7	4.9	5.9	6.2	5.1

Été.

	N	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
C_1	5.5	5.3	5.0	2.0	7.0	6.0	3.0	5.0	5.2
C_2	5.6	5.7	3.9	3.8	6.7	5.7	5.7	7.3	5.8
C_3	5.9	4.3	4.4	3.8	5.3	4.9	6.1	6.0	5.3
$C_1 + C_2 + C_3$	5.8	4.8	4.4	3.8	5.7	5.1	6.0	6.3	5.4
A_1	5.3	3.5	4.2	3.4	3.0	3.7	4.5	4.2	4.2
A_2	3.0	2.9	4.2	4.4	4.2	5.2	4.1	5.2	4.3
$A_1 + A_2$	4.8	3.4	4.2	3.8	3.8	4.0	4.3	4.5	4.2
$C_1 — A_2$	5.5	4.3	4.3	3.8	4.5	4.7	4.9	5.4	4.8

Ces resultats confirment ceux qui ont été trouvés dans les autres stations en Europe.

Or, il est prouvé que 1°) *la vitesse du vent augmente continuellement en partant de l'intérieur d'un maximum à mesure que la pression barométrique diminue, et* 2°) *qu'en général le vent est doué de la vitesse la plus grande quand le gradient s'abaisse vers le nord ou l'est et la plus petite quand il est dirigé vers l'ouest.*

Gradient et vitesse du vent. Nous avons vu plus haut qu'on a observé depuis le commencement des études synoptiques, que le vitesse du vent dépend de la distance entre les isobares. Plus les isobares sont serrées, plus est grande la vitesse du vent. Nous avous vu aussi que *Thomas Stevenson* (1) a le premier introduit

(1) Journal of the Scottish Meteor. Soc. T. II, p. 132. — Voyez aussi: Meteor. Zeitschrift T. IV. 1869, p. 321.

le *gradient* comme mesure de la »pente barométrique». *Stevenson* a determiné la valeur du gradient par le nombre obtenu en divisant la distance entre les isobares voisines exprimée en miles nautiques par la différence barométrique exprimée en pouces anglais. Ainsi le gradient fut donné sous la forme: »un pouce pour 100 miles», »un pouce pour 150 miles» etc. Le gradient le plus fort qu'il ait observé était 1 p. pour 78 miles entre Thirlestone-Castle et Edinburgh pendant l'ouragan du 24 janvier 1868 à 2^h P. M. qui causa des pertes considérables en Écosse. Cependant, les metéorologistes en différents pays ayant adopté des définitions différentes du gradient, le comité permanent international a décidé à sa séance à Londres en 1876 sur la demande de *Hoffmeyer* que le gradient doit s'exprimer dans le système métrique par la différence de pression en *millimètres* à la distance *d'un dégré* = 60 milles nautiques = 111 km, et dans le système anglais par la différence de pression en *centièmes de pouces* anglais à la distance de *15 milles nautiques.* (1)

On a pourtant constaté plus tard que le gradient n'est pas toujours le même pour un vent d'une vitesse donnée à la surface terrestre. En premier lieu il est évident que la configuration du sol doit jouer ici un grand rôle à cause de la variation du coefficient de frottement. *M. Kassner* qui a étudié (2) separément des dépression au-dessus de la mer, au-dessus du continent et au-dessus des côtes à trouvé:

Tableau 41.

Gradient		1	2	3	4	5
Vent	Terre	2.9	3.6	4.5	(6.0)	—
Vitesse moy. sur	Côtes	4.5	5.8	6.2	7.0	(8.3)
(Beaufort)	Mer	(6.7)	(6.5)	6.7	7.1	(8.0)

(1) »On a souvent besoin du gradient sur une petite distance et on prend alors le Kilomètre ou le Mille pour unité de longueur. Enfin on peut encore dans les problèmes théoriques de la méchanique de l'atmosphère représenter le gradient par le rapport $\frac{\delta p}{\delta l}$ (p étant la pression, l la distance comptée suivant la normale aux isobares) et dans ce cas le gradient horizontal n'est autre chose que la tangente de l'angle formé par les surfaces d'égale pression et les surfaces de niveau statique.» *L. Teisserenc de Bort:* Sur les diverses origines du gradient. Mém. du Congrès météor. intern. à Paris. 1889.

(2) l. c. p. 11.

Les nombres deduits d'un trop petit nombre d'observations sont entre parenthèses. On voit pourtant que sur mer la vitesse est beaucoup plus grande que sur terre pour un gradient donné. *M. Kassner* a calculé après toutes les observations discutées dans ce memoire les vitesses moyennes des vents, et il a trouvé:

Terre 3.8, Côtes 6.1, Mer 6.7.

En employant la formule de *M. Köppen* (1)

$$M = \beta \; (1.6 + 0.06 \; \beta),$$

qui donne la vitesse en mêtres par seconde *M* de la vitesse β observée selon l'échelle Beaufort, on trouve la vitesse moyenne dans l'intérieur des continents = 6.8 m p. s. et en pleine mer = 13.4 m p. s.

Ainsi, *en mer on a pour chaque direction du vent une vitesse plus grande qu'à terre pour le même gradient.*

Clement Ley et *M. A. Sprung* ont prouvé:

1° *que la vitesse du vent correspondante à un gradient quelconque est en moyenne plus grande en été qu'en hiver,* et

2° *que pour le même gradient les vent du N—E ont une vitesse plus grande que ceux de S—W.*

Le premier fait a été démontré par *Clement Ley* (2) pour les stations Stonyhurst et Kew. Il a calculé pour 5 années les vitesses moyennes du vent en miles par heure pour chaque gradient à 8h A. M. Voici ces résultats.

Tableau 42.

Gradient auglais		6	9	12	15	18	21	24
Stonyhurst vitesse	Été . . .	5.7	7.3	11.1	14.8	16.3	18.9	21.0
	Hiver . .	3.2	4.6	6.0	10.3	12.0	13.1	15.9
Kew vitesse	Été . . .	6.4	8.7	11.2	14.2	16.7	18.1	21.0
	Hiver . .	3.9	5.2	7.6	11.2	13.9	15.2	18.0

(1) Verhältniss zwischen Beaufort's Scala und Windgeschwindigkeit. Ann. d. Hydr. 1892, p. 70.

(2) Suggestions on certain variations in the relation of the barometric gradient to the force of wind. Quart. Journ. Met. Soc. London 1876, p. 232.

M. Sprung (1) a discuté dans le même but les cartes synoptiques de la *Seewarte* à Hambourg. Il a comparé les vitesses du vent aux stations bien situées des côtes allemands avec les gradients correspondants pour les années 1877 et 1878. Les résultats sont les suivants:

Tableau 43.

	Vitesse (Beaufort)	2	3	4	5	6	7
Gradient	Printemps	1.12	1.42	1.80	2.22	2.72	—
	Été	1.07	1.34	1.63	1.96	2.35	—
	Automne	1.25	1.53	1.87	2.05	2.58	3.14
	Hiver	1.30	1.48	1.93	2.32	2.76	3.52
	Moy.	1.19	1.44	1.81	2.14	2.61	—

Le tableau suivant donne pour chaque vent le gradient correspondant à chaque vitesse.

Tableau 44.

Vitesse (Beaufort)	2	3	4	5	6
Gradient pour:					
N	1.04	1.24	1.51	1.91	2.32
NE	0.95	1.04	1.39	1.68	1.89
E	1.04	1.26	1.54	1.82	2.08
SE	1.12	1.47	1.80	2.22	2.52
S	1.29	1.58	2.10	2.40	3.04
SW	1.41	1.67	1.99	2.38	2.96
W	1.34	1.70	2.05	2.46	2.99
NW	1.30	1.58	2.06	2.23	3.17
Moy.	1.19	1.44	1.81	2.14	2.62

Clement Ley (2) de son coté a examiné à cet égard d'une part les données des anémomètres enregistreurs à Stonyhurst et à Kew et d'une autre les observations faites selon l'échelle de Beaufort à onze stations anglaises. Il a obtenu les résultats suivants:

(1) Studien über den Wind und seine Beziehungen zum Luftdruck. II. Empirische Untersuchungen etc. — Aus dem Archiv d. deutschen Seewarte. T. 2, 1879.

(2) Barometric gradient and wind. — Nature, London, mai 1881.

Tableau 45.

Gradient anglais	Stonyhurst SSE—W—NW	Stonyhurst NNW—E—SE	Kew SSE—W—NW	Kew NNW—E—SE
	Vitesse en milles par heure des vents du			
6	4.3	5.5	4.1	6.9
9	5.9	6.8	6.4	8.6
12	7.8	9.6	8.4	10.9
15	11.1	14.0	11.2	14.3
18	13.0	15.3	13.6	17.0

Tableau 46.

Vitesses correspondants (Beaufort).

Gradients anglais	*Nottingham* SSE—NW	*Nottingham* NNW—SE	*Londres* SSE—NW	*Londres* NNW—SE	*Scilly* SSE—NW	*Scilly* NNW—SE
1— 5	0.4	1.1	0.9	1.3	2.4	2.5
5—10	1.9	2.3	1.5	2.0	4.2	4.9
10—15	3.0	4.1	2.2	2.9	5.5	5.7
15—20	3.6	4.6	3.0	4.2	6.4	6.5
20—25	4.4	5.4	3.6	4.9	—	—

Vu l'importance de ce résultat, que *les vents polaires ont pour le même gradient une vitesse plus grande que les vents équatoriaux, M. Sprung* a discuté les élements de plus près. En effet, on doit appliquer aux observations barométriques, insérées aux cartes synoptiques ordinaires, une correction pour les variations de la pesanteur. Cette correction diminue sur les côtes allemandes (54° N. Lat.) chaque gradient vers le nord de 0.065 mm et augmente un gradient vers le sud de la même quantité. Du reste *M. Sprung* a considéré aussi la différence de 0,3 mm entre les baromètres normaux à Hambourg et à Copenhague. Après avoir corrigé les nombres donnés plus haut (Tab. 44) pour ces causes d'erreurs il a transformé les observations selon l'échelle Beaufort en métres par seconde. Les résultats sont les suivants:

Tableau 47.

Gradients		1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	2.2	2.4
Vitesse en m. par sec.	Printemps	3.5	4.5	5.4	6.1	6.9	7.5	8.2	8.8
	Été	3.5	4.5	5.4	6.3	7.1	7.8	8.5	9.1
	Automne	2.9	3.9	4.9	5.8	6.7	7.9	8.8	9.4
	Hiver	2.6	3.5	4.7	5.7	6.2	6.8	7.5	8.1
	Vents polaires . .	3.3	4.4	5.5	6.3	7.0	7.7	8.6	9.3
	Vents équatoréaux	2.7	3.8	4.8	5.7	6.4	7.1	8.0	8.8

On voit par ce qui précède que *la vitesse du vent n'est pas directement proportionelle au gradient.* *M. Sprung* a tiré de ses moyennes la formule

$$v = -2.70 + 6.37.\, g - 0.63.\, g^2,$$

v étant la vitesse du vent en mètres par seconde et g la valeur du gradient.

La cause des différences trouvées entre l'été et l'hiver d'un coté et entre vents polaires et vents équatoréaux d'un autre est sans doute, comme le pense *M. Sprung,* en relation intime avec la variation diurne du vent. Nous savons que sur terre dans toutes les stations basses, la variation diurne de la vitesse du vent présente un seul minimum à la fin de la nuit, et un maximum au milieu du jour; à 1^h du soir. Sur mer cette variation est presque insignifiante. Sur les hautes montagnes, au contraire, la variation diurne de la vitesse du vent est sensiblement inverse. Cette inversion se manifeste déjà presque entièrement selon *M. Angot* (1) à une hauteur relativement aussi faible que celle de la tour Eiffel à Paris.

Voici les premiers resultats de 101 jours d'été en 1889, résultats confirmés plus tard par toute la série d'observations suivante (Tableau 48).

Selon l'opinion de *M. Köppen* (2), généralement admise aujourdhui, la variation diurne de la vitesse du vent provient des courants ascendants et descendants, produits par l'échauffement du surface terrestre et des couches les plus basses de l'air. Pendant le jour les courants ascendants élèvent en haut de l'air provenant des régions inférieurs et animé d'une vitesse moindre. Pour remplacer cet air il faut que d'autre air descende. Ces courants descendants tendent à amener au niveau inférieur de l'air provenant de régions plus élevées et animé, par suite, d'une vitesse horizontale plus grande, car nous avons vu que la vitesse absolue du vent augmente avec l'altitude. Il suit de là que la

(1) Sur la vitesse du vent au sommet de la tour Eiffel. — Congrès météorologique international. Paris 1889, p. 55. Voyez aussi ses discussions des observations à la tour Eiffel dans les Annales du Bureau Central Météorologique de France.

(2) Met. Zeitschr. 1879, p. 333.

Tableau 48.

Heure	Tour Eiffel m.	Bureau météorologique m.	Rapport.	Heure	Tour Eiffel m.	Bureau météorologique m.	Rapport
1h A.M. . . .	8.42	1.73	4.9	1h P.M. . . .	6.32	3.19	2.0
2 . . .	8.10	1.61	5.0	2 . . .	6.44	3.07	2.1
3 . . .	7.97	1.62	4.9	3 . . .	6.21	2.82	2.2
4 . . .	7.68	1.60	4.8	4 . . .	6.46	2.85	2.3
5 . . .	7.49	1.50	5.0	5 . . .	6.69	2.78	2.4
6 . . .	7.08	1.64	4.3	6 . . .	6.73	2.47	2.7
7 . . .	6.55	1.86	3.5	7 . . .	6.98	2.11	3.3
8 . . .	5.60	2.09	2.7	8 . . .	7.72	2.02	3.8
9 . .	5.47	2.40	2.8	9 . . .	8.12	1.98	4.1
10 . . .	5.35	2.66	2.0	10 . . .	8.60	2.07	4.2
11 . . .	5.94	2.95	2.0	11 . . .	8.73	1.95	4.5
Midi	6.03	3.07	2.0	Minuit. . . .	8.48	1.65	4.6
				Moy.	7.05	2.24	3.15

variation en question doit être insensible en pleine mer, et qu'elle doit être beaucoup plus grande quand le ciel est clair que pendant un temps nuageux. Selon *M. Sprung* (1) les écarts, ou les quotients $\frac{\text{maximum}}{\text{minimum}}$, pour Swinemünde sont les suivants:

Tableau 49.

Ciel	Printemps	Été	Automne	Hiver
Clair	2.1	2.6	1.7	—
Couvert.	1.2	1.4	1.2	1.1

M. *Hjeltström* (2) a aussi prouvé qu'à Upsal *la variation diurne de la vitesse du vent est tout-à-fait correspondante à la variation diurne de la fréquence des Cumulus.* Toutes les deux ont un maximum bien distinct à 1^h P. M., ou 2—3 heures avant le

(1) l. c. p. 7.

(2) Om den dagliga förändringen i vindens hastighet. (Sur la variation diurne de la vitesse du vent.) Upsala 1877.

maximum de la température. Mais on sait que les Cumulus sont produits par les courants ascendants. Ils se forment au-dessus de la terre échauffé et, poussés par le vent au-dessus de la mer, ils se dissolvent rapidement. En pleine mer les vrais Cumulus sont très rares.

D'un autre coté *M. Sprung* a démontré *qu'il n'y a pas une variation diurne sensible dans la grandeur moyenne du gradient,* Or, il est évident que $\frac{v}{g}$ doit avoir sa plus grande valeur au moment du maximum de la vitesse du vent à la surface terrestre et avec un temps clair. Il a calculé pour 2^h du soir les valeurs correspondantes du gradient et de la vitesse du vent (m. par sec.):

Tableau 50.

Gradient	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	1.2
Vents polaires avec beau temps	4.7	5.9	7.2	8.5	9.7	11.0	12.0
Vents équatoréaux avec ciel couvert	—	2.8	3.8	4.7	5.6	6.6	7.5

Ici l'effet de l'insolation se fait voir d'une manière éclatante. Les variations dans la vitesse du vent pour le même gradient sont beaucoup plus grandes que celles trouvées pour 8^h du matin. Le ciel étant plus clair en été qu'en hiver et aussi (en Angleterre et sur les côtes nord de l'Allemagne) plus clair avec les vents polaires qu'avec les vents équatoréaux, il semble bien probable que celà est la cause principale des variations dans la vitesse du vent pour le même gradient trouvées par *Clement Ley* et M. *Sprung*.

Au contraire, dans une station comme Libau avec la mer Baltique à l'ouest et un grand continent à l'est, on ne retrouve pas ces résultats. C'est ce qui resulte des valeurs suivantes de $\frac{v}{g}$ données pour Libau par M. *Spindler*. (1)

Tableau 51.

1) Minima.

Vitesse	2—10 m	11—17 m	Au dessus de 18 m
NE	4.5	6.7	8.4
SE	4.7	6.3	7.5
SW	4.6	6.7	8.2
NW	4.8	6.9	9.1

(1) l. c.

2) Maxima.

NE	4.9	6.9	7.1
SE	4.7	6.4	7.1
SW	5.0	7.3	7.8
NW	4.4	7.4	9.3

Des recherches nouvelles à cet égard seraient sans doute d'un grand intérét, surtout pour des petites îles en pleine mer et pour des stations élevées.

Ainsi, il résulte des résultats que nous possédons que *le gradient observé près du sol est en relation avec le mouvement d'une couche d'air d'une épaisseur considérable.* Mais les couches diffférentes de cette masse d'air sont toujours douées de vitesse très inégales et souvent variable. Ainsi on peut souvent observer des variations dans la vitesse du vent à la surface terrestre, tandis que la vitesse de l'ensemble varie peu. M. *Léon Teisserenc de Bort* a indiqué (1) d'après ses observations par cerf-volants et ballons sondes que dans les aires de haute pression la vitesse du vent diminue généralement avec la hauteur, jusquà une zone d'altitude variable comprise d'ordinaire dans la région de Paris entre 1200 et 3000 mètres, au contraire avec le régime cyclonique l'augmentation du vent avec la hauteur est bien marquée et assez rapide dans les tempêtes. Nous reviendrons plus tard à ces questions.

Calme central. Nous avons vu plus haut (T. I., chap. II) qu'au centre des cyclones intertropicaux il y a un calme central, qui succède subitement aux rafales au moment où elles semblent augmenter de violence. La tourmente ayant duré depuis plusieurs heures redoublant à chaque instant de violence et de bruit s'apaise souvent d'une façon si brusque, qu'il se fait tout à coup un silence complet. Une bougie allumée brule tranquillement en plein air sur le pont du navire. Des oiseaux de terre et de mer, des poissons volants, des sauterelles, des papillons, vivants et morts, tombent avec des débris informes sur le pont. On voit par instants le soleil ou la lune et les étoiles. Mais le calme central n'est point un port de relâche. C'est ici que la mer est surtout terrible dans les tempêtes tournantes. Elle s'élève en véritables montagnes qui déferlent lourdement sur le navire. Soulevée en

(1) Voyes en particuliör. Comptes rendus de l'academie des sciences à Paris le 10 Juillet 1899.

masses pyramidales elle présente un amas confus de vagues pareilles à celles qui se brisent, furieuses, sur les pointes d'un recif. C'est par ces vagues énormes que le navire est le plus souvent mis en danger. Ce n'est que par un travail surhumain, par le jeu continuel des pompes, que l'on parvient à épuiser l'eau qui entre de toutes parts et s'amasse dans la cale. Il faut des navires extraordinairement bien construits pour traverser de telles épreuves sans y succomber. Aussi les marins cherchent-ils à tout prix à éviter le terrible »oeil de l'ouragan».

Dans leurs traits généraux ces phénomènes sont les même partout dans la zone intertropicale. Dans les tempêtes de la zone tempérée il y a aussi une diminution notable dans la vitesse du vent près du centre (aire A) comme nous l'avons vu, mais on n'a pas observé là les phénomènes caractéristiques du calme central des cyclones intertropicaux. Cependant ces derniers semblent conserver ce trait particulier même quand la tempête s'est transportée à des latitudes aussi élevées que celles de Connecticut et de New-York.

En étudiant de plus près les différents recits sur les calmes centraux de differents cyclones on trouve cependant des différences notables. M. *Sidney M. Ballou* (1) a fait un résumé aussi complèt que possible des descriptions nombreuses trouvées dans un nombre considérable de rapports et de traités publiés dans presque tous les pays. Nous suivrons en géneral son excellent exposé.

Le vent avant le passage du centre, souffle constamment de la même direction et sa force s'accroit à chaque instant. Elle dépasse souvent 50 m par seconde. Quelques rafales d'une vitesse beaucoup plus grande encore sont rapportées. Des canons ont été jétés bas des bastions par des coups de vent. La force la plus grande est observée ordinairement immédiatement avant le calme central, »calme subit et étrange qui produit plutôt de l'étonnement qu'une impression de sécurité, tant on s'y sent comme en dehors des lois ordinaires de la nature». Il y a cependant des cas ou la vitesse du vent s'abaisse graduellement quelque temps avant le calme central, p. ex. dans le typhon du 29 juillet 1893 dans la mer de Chine. (2)

(1) The eye of the Storm. — The Amer. met. Journal. June and July 1892.

(2) Rev. P. S. Chevalier S. J. The typhoons of the year 1893. Shanghai Meteor. Society Report for 1893.

Le vent au centre. Le plus souvent le calme est complet »il permet de tenir sur le pont une bougie allumée» est une note qu'on rencontre dans plusieurs descriptions. Mais d'un autre coté il y a plusieurs cas dans lesquelles on a noté des brises legéres et variables ou des rafales alternantes avec des accalmies complètes.

La mer. Comme nous l'avons dit plus haut, la mer est excessivement terrible et démontée dans l'aire du calme central.

Dimension et temps de passage du calme central. M. *Ballou* donne le tableau suivant (1). Sous »temps du passage central» on trouve l'évaluation du temps en minutes qu'aurait duré le calme, si le centre aurait passé exactement au-dessus de l'observateur.

Tableau 52.

Année	Station ou Navire	Durée en minutes	Vent		Temps du passage central	Vitesse du centre	Diamètre en miles	Auteur
			avant	après				
1687	—	120	NE	SW	120	—	—	Dampior
1780	*Badger*	30	NE	SW	30	—	—	Reid
1808	*Tigris*	30	—	—	—	—	—	»
1809	*Northumberland*	30	SE	NW	30	—	—	»
1811	—	—	—	—	120	9.2	12.5	Piddington
1821	Connecticut	15	SE	NW	15	—	—	Redfield
1821	Cape May	15	—	—	—	—	—	»
1837	*Water Witch*	10	NNW	SW	12	—	—	Reid
1837	*Athol*	30	NE	NW	42	—	—	»
1837	*Judith and Esther*	15	—	—	—	—	—	»
1837	*Rawlins*	60	N	SW	65	—	—	»
1837	*Ship West Indian*	120	—	—	—	—	—	»
1837	*Barque West Indian*	60	S	W	85	—	—	»
1838	*Carnatic*	240	SW	NE	240	—	—	Thom
1840	*Exmouth*	50	—	—	—	—	—	»
1841	*Windsor*	480	SW	SE	677	—	—	»

(1) Les cyclones sont nommés daprès le lieu ou le navire, dont on a recu les principaux renseignements. Les noms des navires sont en italiques.

1842	*Whitby*	90	ENE	SW	92	—	—	Piddington
1842	*Ann Metcalf*	30	N	S	30	—	—	»
1842	Pondicherry	40	—	—	—	—	—	»
1842	Calcutta	—	—	—	125	5.8	11	»
—	Mauritius	—	—	—	432	5	21	»
1842	*Samson*	15	E¹/₄S	NNW	17	10	2.8	Redfield
1843	*Lady Feversham*	15	N	S	15	—	—	Piddington
1844	*Colombo*	20	ESE	NNW	20	—	—	Redfield
1844	*Reform*	30	SE	SW	42	—	—	»
1844	*Star Republic*	30	ESE	W	31	—	—	»
1845	*Arpenteur*	40	SSE	NW	41	—	—	»
1845	*Hindustan*	60	E	S	85	—	—	Dallas
1847	*Buckinghamshire*	120	ESE	WNW	120	—	—	Piddington
1854	*Harkura*	30	—	—	—	—	—	Redfield
1858	*Bridet*	75	—	—	—	—	—	Marié-Davy
1864	*Alexandra*	45	—	—	—	—	—	Gastrell et Blanford
1864	Contai	75	—	SW	—	—	—	»
1864	Cowcolly	—	—	—	—	—	28	»
1864	Tumlook	30	E	W	30	—	—	»
1864	Koila Ghat	60	—	—	—	—	—	»
1864	Santipore	45	NE	W	49	—	—	»
1866	Nassau	90	—	—	—	—	—	Buchan
1871	*Mersey* (ancré)	35	—	—	—	17	10	Toynbee
1871	St. Kitts	22	—	—	—	17	—	»
1876	Vizagapatam	30	—	—	—	3	1.5	Eliot
1879	—	60	—	—	—	—	—	Dallas
1881	*Inchulva*	40	NE	SW	40	7.2	4.8	Chambers
1882	Manille	—	—	—	—	—	15	Kneeland
1884	*Idaho*	100	SE	N	108	—	—	Gilhon
1885	*Britannia*	30	E	W	30	15	7.5	Pedler
1885	*Booldana*	45	NE	SW	45	13	9.8	»
1885	False Point	20	NW	WSW	36	13	7.8	»
1886	*Airlie*	10	NNW	W	18	3	0.9	Eliot
1887	*Albany*	15	—	—	—	—	—	Dallas
1888	*Ch. H. Marshall*	20	—	—	—	—	—	Hayden
1888	*Dione*	45	—	—	—	—	—	»
1891	*Thicheong*	45	—	—	—	—	—	Seeman
1891	*Wilhelm I*	30	E	W	30	—	—	U. S. Hydrogr. Office
1891	*Weimar*	30	SSE	W	36	—	—	

On voit par ces nombres que la durée du calme est fort variable, en général elle ne dépasse pas une heure; dans 10 cas seulement le calme a duré plus longtemps On doit citer cependant le cyclone qui a envahi la frégate française la *Junon* en 1868 dans les parages des Cargados; le calme a duré cette fois cinq heures. (1) En prenant la moyenne des diamètres trouvés à des stations terrestres on trouve 14 miles (23 k. m.). Par conséquent le diamètre de l'aire du calme central dépasse beaucoup la hauteur du tourbillon, qui quelquefois ne parait pas depasser 3000 pieds (1000 m environ), comme nous l'avons vu plus haut. (2)

État du ciel au centre. Tout autour du centre le ciel est couvert et il tombe une pluie torrentielle. Quand on peut observer la marche des nuages on trouve que leur direction est centrifuge et que cette divergence devient plus grande pour les nuages supérieurs. Dans le calme central la pluie cesse et les nuages disparaissent plus ou moins complètement. Quelquefois on ne voit qu'un banc épais tout autour de l'horizon, mais en général il y a une brume legère avec des éclaircies.

Des oiseaux, insectes, débris de plantes, tombent en général de l'air dans le calme central. Sur la frégatte la *Junon* »des oiseaux, des poissons, des sauterelles, des débris sans forme tombaient de tous cotés. . . . . De nombreux oiseaux étaient retenus dans cette espèce de gouffre aérien. Parmi eux se trouvaient plusieurs échassiers, ce qui indique, avec les insectes et les débris de plantes, que le cyclone avait passé sur des iles. Quelques uns des poissons volants qui tombaient sur le pont étaient vivants; d'autres morts depuis quelques temps, sentaient déjà». (3)

Presque toujours on a fait des observations analogues. Sur l'*Inchulva* on était le 29 mai 1881 entouré dans le calme central d'un nombre considérable de baleines. Le *Buckinghamshire* fut tout à fait couvert d'oiseaux maritimes, »dont des milliers moururent sur le pont», quand ce navire traversait le calme central

(1) Zurcher et Margollé: Trombes et Cyclones. — Bibliotheque des merveilles. Paris 1876, p. 254. Observations du Com. de Marivaux.

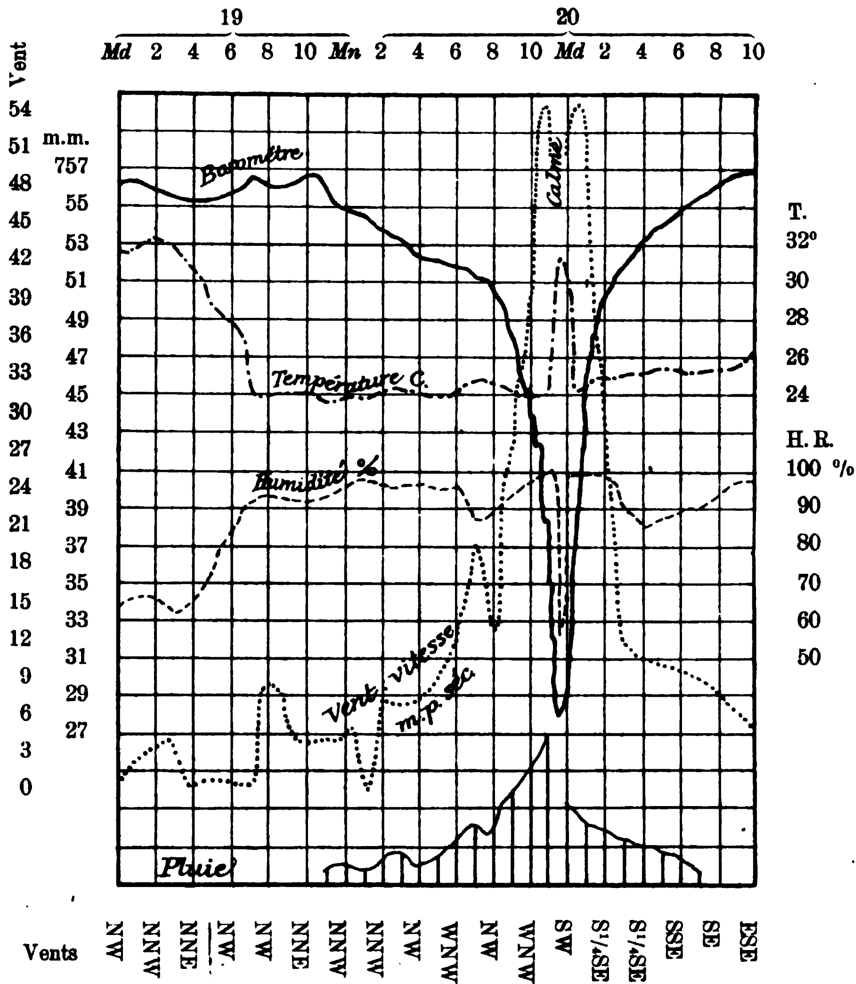
(2) Voyez aussi: Eliot: Hand Book of cyclonic Storms etc., p. 171, (le rapport de *M. Elson* sur l'approche du cyclone du 15 septembre 1888), et Cyclone Memoirs. T. III, p. 272.

(3) l. c. p. 252.

d'un ouragan sur la mer d'Oman en avril 1847. Sur la même mer daus des circonstances analogues en juin 1859 le *Typhoon* fut envahi par de magnifiques papillons et plusieurs espèces d'oiseaux.

Fig 13.

Manille. 1882. Octobre.



Température, pression de l'air, humidité. Les observations des instruments météorologiques ne sont pas faciles à faire dans une situation aussi dangéreuse. Par conséquent, le nombre des bonnes observations que l'on possède est restreint. Elles prouvent que la marche des instruments est trés différente dans différents cyclones. On connait plusieurs cas dans lesquels le centre d'un cyclone a passé au-dessus des stations munies d'instruments enrégistreurs. Les plus remarquables sont.

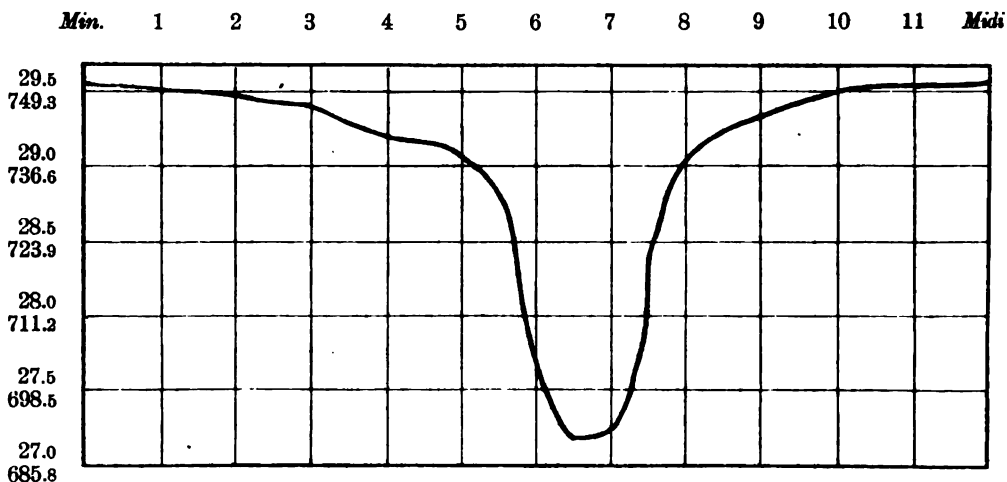
1. Manille, (1) Iles des Philippines, le 20 octobre 1882,
2. False Point, (2) Inde, le 22 septembre 1885,
3. St. Pierre, (3) Martinique, le 18 août 1891, et

Nous reproduisons ici en échelle réduite ces diagrammes. (Fig. 13, 14 et 15.)

A Manille le baromètre montre des oscillations marquées pendant la baisse. La courbe présente un minimum bien distinct au commencement du calme central et monte immédiatement après.

Fig. 14.

False Point. Le 22 Septembre 1885. Matin.



(1) Ligeros apuntes sobre el huracan del 20 del Octubre de 1882. Publ. del Observatorio del Ateneo municipal de Manila.

(2) J. Eliot: Handbook of cyclonic storms in the Bay of Bengal. p. 172.

(3) Rapport de M. Léon Sully. Pilot Chart of North Atlantic, October 1891. U. S. Hydrogr. Office.

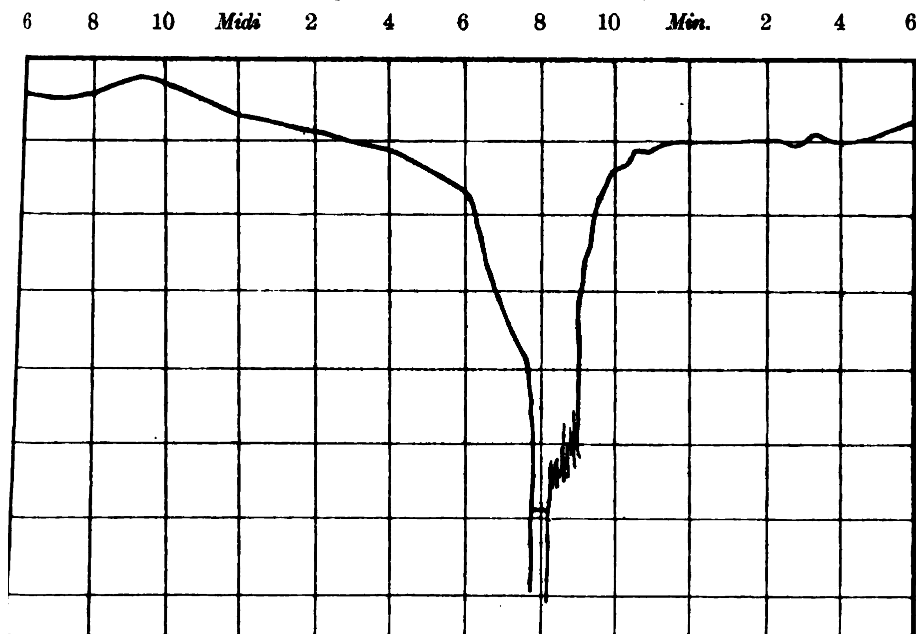
A False Point le baromètre reste à peu près constant pendant le calme. Il accuse cependant une hausse presque insignifiante, ayant son minimum au commencement du calme.

Le minimum 689,2 mm est probablement la pression la plus basse qu'on ait observé au niveau de la mer.

A la Martinique le baromètre resta parfaitement immobile pendant le calme. Mais au commencement et à la fin du calme il subit des oscillation brusque. De même entre 8^h et 9^h du soir

Fig. 15.

Martinique. Le 18—19 août 1891.



il a »pompé» d'une manière extraordinaire. M. *Sully* a attribué ce phénomène à des tourbillons secondaires. Il nous semble plus probable que ces oscillations ont été causés par les rafales du vent. On observe souvent des oscillations du baromètre pendant des tempêtes surtout si l'instrument se trouve dans une chambre ayant une fenêtre ou une porte ouverte.

Le typhon du 13 juillet 1893 à Zi-Ka-Wei a donné une courbe barométrique avec une pente moins abrupte. Pendant le calme le baromètre est resté sensiblement immobile.

Il est évident qu'on ne peut pas employer pour cette recherche des observations directes faites une à deux fois par heure seulement. Les cas ou l'on a continuellement suivi les mouvements du baromètre pendant toute la durée du calme sont assez rares. M. *Ballou* (1) n'a pu trouvé que les exemples suivants:

1. *Star Republic* hausse de 0,3 pouces pendant le calme.
2. *Idaho* hausse au commencement du calme.
3. *Dione* immobile pendant le calme. Hausse rapide à la fin.
4. *Contai* immobile pendant le calme.
5. *Bridet* immobile pendant le calme.
6. *Britannia* oscillations continuelles pendant le calme.
7. Pondichery baisse pendant le calme, Hausse 2 heures après.
8. *Mersey* baisse pendant presque tout le calme, hausse vers la fin.
9. *Booldana* minimum vers la fin du calme.
10. *Taicheong* baisse pendant le calme. Hausse à la fin.
11. Midnapore minimum distinct au milieu du calme.

De telles observations variables et contradictoire on ne peu évidemment pas tirer des résultats généraux. — (Voir aussi les courbes nouvelles dans El Baguio de Samar y Leyte 12—13 de octubre de 1897 por el Director P. *José Algué* s. J. — Manila 1898, que nous venons de recevoir pendant l'impression.)

Relativement aux variations de la température et de l'humidité pendant le calme central nous savons moins encore. Les courbes des instruments enrégistreurs à Manille donnent, comme on le voit, une hausse considérable de la température accompagnée d'une baisse correspondante de l'humidité relative. Dans le recit on parle aussi d'un air brulant comme pendant le Sirocco en Italie. Il est vrai qu'on a observé quelquefois sur terre les même phénomènes quoique à une échelle beaucoup moindre pendant le passage du centre d'un cyclone, mais jamais sur mer. Dans le loch du steamer Weimar p. e. il est expressement annoté qu'au 5 octobre 1891 les thermomètres sec et mouillé marquaient constamment tous les deux + 22° pendant le passage du calme central d'un ouragan, le ciel restant couvert. Cependant il semble qu'en général la pluie cesse et les nuages disparaissent plus ou moins complètement pendant le calme central.

(1) l. c. p. 81.

Fin du calme. Le calme finit de la même manière qu'il a commencé. Si le vent a cessé subitement il recommence aussi subitement. S'il a faibli graduellement il recommence comme une brise moderée qui devint de plus en plus forte. Par conséquent le bord intérieur de l'ouragan est symmétrique tout autour du calme.

Cause du phénomène. De ce qui précéde il semble probable que *l'air au-dessus du calme central est doué d'un mouvement descendant très lent.* Déjà en 1857 cette hypothèse fut exposée par *Espy.* (1) Une descente lente cause un échauffement de l'air et de cette manière s'explique la dissolution plus on moins complète des nuages, et, si la chaleur ainsi dégagée est plus que suffisante pour l'évaporation, la température monte. Nous avons vu, qu'une hausse de température a été observée quelquefois sur terre mais jamais sur mer où l'humidité condensée dans l'air doit être la plus grande. Un mouvement descendant au-dessus du calme central d'un cyclone est admis par presque tous les météorologistes qui ont discuté la question sérieusement, comme *Ferrel,* M. M. *Köppen, Ballou* et d'autres. M. *Pernter* pense que la chaleur dégagée serait causée par l'énergie cinétique des vents transformée en chaleur quand une grande partie du mouvement mécanique a été annéantie par l'obstruction des courants opposés près du centre. M. *Köppen* a fait remarque à ce propos, q'une telle obstruction ne peut avoir lieu sans une augmentation assez considérable de la pression. Cependant, la pression reste sensiblement constante pendant le passage du calme, et les variations presque insensibles qu'on a quelquefois constaté vont tantôt dans l'un sens tantôt dans l'autre. — D'un autre coté M. *Dallas* pense que la présence d'oiseaux et d'insectes dans le calme central est incompatible avec un mouvement ascendant ou descendant de l'air d'une vitesse assez considérable. Il est évident, cependant, qu'il ne s'agit pas d'une vitesse très graude de l'air en sens vertical, le diamètre horizontal du disque aérien en mouvement étant beaucoup plus grand que sa hauteur. Par conséquent, on ne peut guère admettre autre chose qu'un mouvement très lent, graduellement descendant, (»a gradual settling of the air over a wide area«). (2)

(1) Fourth Met. Report. p. 130.
(2) M. Ballou l. c. p. 125.

Pour rester dans notre cadre nous ne pouvons pas discuter ici les différentes théories exposées pour expliquer ce mouvement descendant, qu'on n'a pas pu observer directement. Il suffit de dire, qu'il s'agit ici selon toute vraisemblance d'un courant de réaction; ce courant est d'ailleurs fort limité en étendue.

M. *H. Lasne* dans ses *Remarques théoriques sur les mouvements gyratoires de l'atmosphère. 4e article* (1) a étudié ce phénomène avec beaucoup de soin (p. 138. IV) et montré qu'il était une conséquence mécanique du mouvement de rotation ascendant général.

Expérience de Wilcke. Le celébre physicien *Wilcke* de Stockholm publia dans la dernière moitié du XVIIIe siècle dans les mémoires de l'académie des sciences à Stockholm plusieurs articles sur les trombes. Il y décrit entre autres une expérience de cours fort simple destinée à montrer les traits généraux d'un mouvement cyclonique, et très facile à répéter. On prend un grand vase de verre cylindrique rempli d'eau, au fond duquel se trouve une légère couche de craie en poudre ou de sable fin et homogéne. A une petite distance du centre, on enfonce un fil épais d'acier ou une tige mince, de façon qu'il plonge à 4 ou 5 centimètre au-dessous de la surface. Si le vase est très grand, on peut fixer à l'extrémité du fil une palette verticale de 1 à 4 centimètres carrés. Un rouage imprime à la tige verticale un mouvement rapide autour du centre du vase. Au bout de quelques secondes, la couche supérieure de l'eau est mise en rotation et, par suite de la force centrifuge, la pression diminue au milieu et la surface divient concave. Il en résulte que les tranches inférieures de l'eau du cylindre central autour duquel tourne la tige, commencent successivement à monter et sont mises en même temps en rotation. De cette façon, il se produit au milieu du vase un mouvement *ascendant* en spirales qui se propage *de haut en bas.* Enfin, la couche de sable du fond commence à se mouvoir en spirales vers le milieu du vase et à former un petit cône, du sommet duquel il s'élève ensuite en spirales vers la surface, où il s'eloigne du centre et descend en spires prés des parois du vase cylindrique. On peut produire ainsi un cône renversé dont

(1) Ann. de la Soc. mét. de France. 1889, p. 126.

le sommet rencontre en bas le sommet du petit cône de sable. Le phénomène ressemble alors parfaitement à une trombe. Dans un vase très haut on peut ainsi obtenir une colonne en rotation d'une hauteur considérable. Si au contraire l'axe du cône renversé est assez court relativement au diamétre du vase et si l'on soulève rapidement hors de l'eau la palette en rotation, on voit le petit cyclone subitement s'élargir. Au lieu d'un cône reposant sur son sommet il devient un cône tronqué ou un anneau avec un calme central. Le diamètre de l'anneau avec mouvement ascendant augmente rapidement et il faut évidemment que de l'eau descende au centre pour remplir le vide qui tend à se former. Après un laps de temps très court l'anneau se brise et le phénomène cesse.

M. Vettin (1) à Berlin et *M. Weyher* (2) à Paris ont fait des expériences plus étendues en ce genre.

M. *L. Teisserenc de Bort* à l'occasion de la trombe qui devasta Dreux en août 1892 a fait avec les appareils de M. *Weyher* une série d'expériences. En deplacant le disque qui produit le tourbillon artificiel au dessus d'une surface portant de petits obstacles, figurant des arbres, susceptibles d'être renversés par les courant d'air relatif, on constate que les arbres artificiels sont couchés suivant des directions qui forment des spirales dirigées vers le centre si la vitesse de translation est faible par rapport à celle de rotation. En accélerant le déplacement du tourbillon il a constaté la différence entre le »demicercle dangereux» et le »demicercle maniable». Enfin il a photographié l'effet du tourbillon sur du sable fin plué sur une surface polie (table de verre) et pouvait ainsi suivre le mouvement de l'air. On obtient ainsi des spirales centripètes de sable très analogues aux diagrammes des vents donnés pour les cyclones, en particulier par M. *Meldrum*.

(1) Experimentelle Darstellung von Luftbewegungen unter dem Einflusse von Temperatur-Unterschieden und Rotations-Impulsen. I—III. — Meteor. Zeitschr. 1884—85.

(2) Sur les tourbillons, trombes, tempêtes et sphéres tournantes. Étude et expériences. Paris 1887.

4. *Temperature de l'air.*

Température à la surface terrestre. Nous avons vu (T. I. Chap. V) que par ses études d'un grand nombre de tempêtes qui ont traversé la Suède pendant l'hiver où la variation diurne de la température est à peu près insensible, M. *Hildebrandsson* (1) a pu établir cette loi générale *qu'en hiver le baromètre et le thermomètre marchent en sens opposé pendant le passage d'un minimum.* Il a plus tard confirmé cette loi par l'étude des dépressions barométriques qu'on a observées pendant l'hivernage du Baron *Nordenskiöld* avec l'expédition de la Véga à Pitlekaj près du détroit de *Behring.* (2) Là comme ailleurs la pression de l'air et la température se meuvent en sens inverse, et les courbes barométriques et thermométriques sont presque symmétriquement inverses les unes aux autres.

Loomis a étudié le même phénomène aux États Unis. Il a discuté d'abord (3) les minima mensuels de la température, et il a constaté que dans la periode considérée, ils coïncidaient toujours avec une zone de haute pression avec un ciel clair. Plus tard il a étudié les grandes et subites variations de température. (4) On trouve dans le Rapport du Chef du »Signal Service» (Corps des Signaux) le maximum et le minimum pour chaque jour de l'année en un grand nombre de stations des États-Unis et du Canada. Il a consulté ces tableaux pour y chercher pendant les années 1873 et 1874 tous les cas dans lesquels la différence entre le minimum et le maximum du même jour atteignait au moins 40° F. (22°,2 C.). »Il resulte de ces tableaux», dit-il, »que, sur la plus grande partie des États-Unis, on a observé, occasionellement, une différence de 22° entre le maximum et le minimum de température dans la même journée, et qu'il n'y a que peu de localités

(1) Bull. hébd. de l'Assoc. scient de France T. VII, 1870, p. 189, et Études sur quelques tempètes. p. 27 (1871).

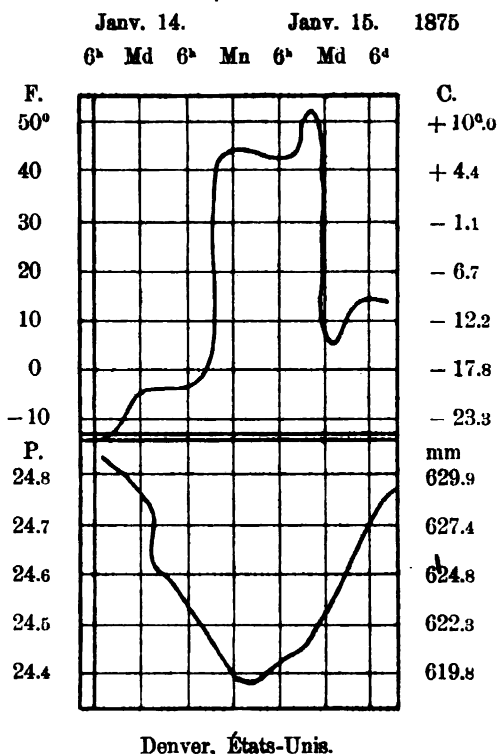
(2) Observations météorologiques faites par l'expédition de la Vega, réd. par H. H. Hildebrandsson. — Dans: Vega-Expeditionens vetenskapliga Iakttagelser utgifna af A. E. Nordenskiöld. T. I. 1882.

(3) Deuxième mémoire (1874). Trad. de M. Brocard p. 31.

(4) Troisième Mémoire (1875). Trad. de M. Brocard p. 53.

ou de pareilles variations soient assez fréquentes. Ce phénomène s'observe le plus souvent dans les stations situées entre le fleuve Missisippi et les Montagnes-Rocheuses; celles de Colorado-Spring et de Denver occupent le premier rang sur la liste. Colorado-Spring est situé à une altitude de 1710 m au-dessus du niveau de la mer, et Denver est à 60 milles environ de distance des contreforts

Fig. 16.



Denver, États-Unis.

est des Montagnes-Rocheuses, à une altitude de 1566 m. Ces exemples de grande variation de la température résultent de la variation diurne ordinaire, combinée avec l'effet produit par le passage d'une grande tempête».

Il est bien remarquable de voir combien sont brusques quelquefois les variations de la température sur ces plaines hautes et sèches pendant le passage d'une dépression. La figure ci-jointe (Fig. 16) fait

voir une de ces énormes variations à Denver les 14 et 15 janvier 1875. Le 14 janvier le thermomètre se tint, à Denver, toute la journée au-dessous du zéro F. (— 17°,8 C.); le vent était variable et de direction NE. A 9^h^ du soir le thermomètre marquait — 17°,2 C. Le vent venait de tourner tout à coup au SW, et à 9^h^ 15^m^ du soir le thermomètre atteignit déjà — 6°,6; à 9^h^ 20^m^ — 2°,7; à 9h 30^m^ + 2°,2 et à 9^h^ 35^m^ du soir + 4°,4; après quoi il n'éprouva plus qu'une très faible variation jusqu'au lendemain à midi avec vent de SW frais. Ainsi, les observations qui précèdent indiquent une hausse du thermomètre s'élevant à 22° en 35 minutes. Vers 11^h^ 30^m^ du matin le 15 janvier, il atteignit + 11°,1. Le vent venait de retourner subitement au NE, et à midi 30^m^ le thermomètre tomba à — 15°,5, soit une variation de 26°,6 en une heure.

La courbe barométrique indique que le 14 le baromètre baissa de 630,7 à 619,8, et le 15 il s'éleva à 628,9. Ces variations de température et de pression observées à Denver resultaient d'une tempête considérable venue du NW, et dont le centre passa à l'E de Denver à une distance de 250 milles (400 k. m.) environ. »Je ne crois pas», dit *Loomis*, »que ces variations subites puissent être complètement expliquées par l'hypothèse d'un courant polaire passant rapidement sur la surface du globe, et venant d'une latitude plus élevée à une latitude plus basse; mais il parait nécessaire d'admettre un soudain transport d'air très froid d'un niveau élevé vers un niveau plus bas». Pour appuyer cette hypothèse, il remarque que le phénomène dont il s'agit n'est point particulier aux États-Unis, mais général sur tout le nord de nos contrées, même sur les régions les plus froides que l'homme ait jamais visitées. A l'île Melville (lat. 75° N), le 26 décembre 1819, durant une forte bourrasque, le baromètre tomba à 739,1. Bientôt après il s'éleva de nouveau, et en quatre jours il atteignit 781,0, hauteur qui fut aussi le maximum de l'année. En même temps le thermométre baissa de — 20°,6 à — 41°,6 température la plus basse observée dans l'année. A Jakutsk, en Sibérie (lat. 62° N), la température moyenne de janvier est de — 42°,2; mais, le 21 janvier 1838, le thermométre tomba à — 60°, c'est-à-dire à 17°,8 plus bas que la température moyenne. Comme il n'existe aucune région avec une température moyenne de — 60°, d'où pouvait venir un courant d'air amenant cette température, *Loomis*

en concluait que le froid extraordinaire résulta d'une chute d'air des hautes régions de l'atmosphère à la surface du sol. Nous avons vu plus haut (T. I, p. 174), que celà est impossible, vu qu'un courant descendant s'échauffe considérablement, et nous verrons plus loin qu'il règne une température élevée dans les haute régions de l'atmosphère au-dessus des maxima barométriques.

Le tableau suivant contient selon M. *Hildebrandsson* les différence entre la température moyenne de l'air à 8^h du matin pour chaque cas et la température moyenne mensuelle à la même heure, à Upsal. (1)

Tableau 53.

(Hiver.)

Gradient vers	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*	*Moy.*
N	+ 5.0	+ 3.0	+ 3.0	+ 3.4	+ 0.2	+ 2.9
NW	+ 4.3	+ 3.6	+ 2.8	+ 2.0	+ 0.3	+ 2.6
W	+ 3.5	+ 1.7	+ 3.0	+ 1.4	+ 1.5	+ 2.2
SW	+ 1.9	— 0.7	+ 2.0	— 0.8	+ 0.8	+ 0.6
S	+ 1.9	+ 0.9	— 3.1	— 2.7	— 1.0	— 0.8
SE	— 1.6	± 0.0	+ 1.3	— 3.2	— 2.6	— 1.2
E	— 2.7	— 4.8	— 3.9	— 4.1	— 6.7	— 4.4
NE	— 0.6	— 1.3	+ 0.9	— 0.0	— 4.0	— 1.0
Moy.	+ 1.5	+ 0.3	+ 0.7	— 0.5	— 1.4	

A = + 1.3; *M* = — 3.0; *Mx* = — 2.9.

(Été.)

	B	*C*	*D*	*E*	*F*	*Moy.*
N	± 0.0	+ 0.7	+ 0.1	+ 1.7	+ 0.9	+ 0.7
NW	+ 0.6	+ 1.1	+ 0.9	+ 1.6	+ 1.8	+ 1.2
W	+ 1.1	+ 0.5	+ 2.0	+ 0.7	+ 0.0	+ 0.9
SW	+ 2.2	+ 0.6	+ 1.1	— 0.2	+ 3.0	+ 1.3
S	+ 3.1	— 0.8	— 0.5	— 0.9	+ 0.4	+ 0.3
SE	— 2.9	— 2.7	— 4.2	— 0.4	— 1.5	— 2.3
E	— 3.0	— 3.5	— 1.6	— 1.6	— 1.9	— 2.3
NE	— 4.9	— 1.4	— 0.6	— 0.2	— 0.7	— 1.6
Moy.	— 0.5	— 0.7	— 0.3	+ 0.1	+ 0.3	

A = — 2.5; *M* = + 0.3; *Mx* = + 0.1.

(1) Distributions etc., p. 16.

On voit qu'en hiver de même qu'en été à Upsal la température dans les maxima et dans les minima est au-dessus de la valeur moyenne, lorsque le gradient s'abaisse vers l'ouest et au-dessous de cette valeur, quand il s'abaisse vers l'est.

Sauf cette coïncidence les deux tableaux montrent des phénomènes *opposés*. En hiver, la température est ordinairement au-dessus de la valeur moyenne dans les minima (A, B, C, D), mais au-dessous de cette valeur dans les maxima (E, F, Mx), ainsi qu'entre deux minima (M), — et alors la température s'élève de tous côtés vers le centre d'un minimum. En été c'est l'inverse qui a lieu. Ce fait s'explique sans peine par l'influence différente (voir plus bas) exercée par un ciel nuageux en hiver et en été. En hiver, chaque fois que la radiation terrestre a lieu sans interruption à travers un air serein et sec, la température s'abaisse considérablement à la surface de la terre et dans les couches d'air les plus basses, tandis qu'un ciel couvert, aussi bien qu'un air rempli de vapeurs d'eau invisibles, empêche le refroidissement. En été, le rayonnement du soleil agit sans obstacle lorsque le ciel est clair, tandis que sa force diminue sous une couche de nuages.

M. *Åkerblom* (1) a trouvé les valeurs suivantes pour Vienne et pour Thorshavn. Pour Vienne ces écarts sont calculés pour 7 h. du matin et à Thorshavn pour 8 h. du matin. Les moyennes mensuelles pour ces mêmes heures sont calculées pour les périodes qu'embrassent son étude.

Tableau 54.

Température de l'air à Vienne pendant l'hiver.

Gradient vers	*C*	*D*	*C et D*
N	+ 3.6	+ 2.5	+ 3.0
NW	+ 1.4	+ 0.5	+ 0.9
W	+ 0.9	± 0.0	+ 0.4
SW	+ 1.3	— 0.6	+ 0.2
S	± 0.0	+ 0.5	+ 0.3
SE	— 0.3	— 1.5	— 1.1
E	± 0.0	+ 1.3	+ 0.8
NE	+ 2.5	+ 4.0	+ 3.4
Moy.	+ 1.8	+ 1.3	+ 1.5

(1) l. c. p. 14.

	E	F	E et F	C—F
N	+ 1.0	+ 0.6	+ 0.8	+ 1.8
NW	— 0.8	— 1.3	— 1.0	— 0.1
W	— 0.6	— 1.9	— 1.5	— 1.1
SW	+ 0.7	— 1.5	— 1.1	— 0.8
S	— 1.8	— 2.8	— 2.5	— 2.0
SE	— 0.6	— 0.9	— 0.8	— 0.9
E	+ 1.2	+ 1.8	+ 1.6	+ 1.4
NE	+ 2.5	+ 2.8	+ 2.6	+ 2.9
Moy.	+ 0.5	— 0.2	+ 0.1	+ 0.6

A = + 1.2; *M* = — 2.3; *Mx* = — 2.3.

Tableau 55.

Température de l'air à Vienne pendant l'été.

Gradient vers	C	D	C et D
N	+ 0.5	+ 0.4	+ 0.4
NW	+ 1.6	— 0.2	+ 0.3
W	— 0.1	+ 0.9	+ 0.4
SW	— 0.2	+ 0.5	+ 0.3
S	+ 0.4	— 0.7	— 0.5
SE	— 1.6	— 0.5	— 0.8
E	— 1.7	— 0.8	— 1.0
NE	— 1.1	— 0.5	— 0.6
Moy.	— 0.5	— 0.3	— 0.4

	E	F	E et F	C—F
N	+ 0.9	— 4.8	+ 0.3	+ 0.4
NW	+ 1.1	+ 1.6	+ 1.2	+ 0.6
W	± 0.0	+ 0.6	+ 0.2	+ 0.3
SW	— 0.1	— 1.2	— 0.7	— 0.3
S	+ 0.2	— 2.1	— 1.1	— 0.9
SE	± 0.0	— 0.9	— 0.4	— 0.5
E	— 0.7	— 0.7	— 0.7	— 0.3
NE	— 0.5	+ 1.3	— 0.2	— 0.4
Moy.	— 0.2	— 0.7	— 0.4	— 0.4

A = + 1.1; *M* = — 0.2; *Mx* = — 0.5.

Tableau 56.

Température de l'air à Thorshavn pendant l'hiver.

Gradient vers	B	C_1	C_2	B—C_2
N	+ 0.9	+ 1.5	+ 1.6	+ 1.2
NW	+ 1.6	+ 2.7	+ 3.1	+ 2.4
W	± 1.3	+ 1.9	+ 1.8	+ 1.6
SW	— 1.1	+ 0.7	+ 1.8	— 1.2
S	— 0.2	+ 0.2	+ 0.9	+ 2.8
SE	— 1.8	— 1.1	— 2.6	— 1.8
E	— 2.7	— 3.3	— 4.5	— 3.3
NE	— 2.5	— 2.0	— 3.0	— 2.5
Moy.	± 0.0	+ 0.7	+ 0.6	+ 0.4

	D	E	F	D—F	B—F
N	+ 1.7	+ 3.0	+ 0.8	+ 1.8	+ 1.5
NW	+ 3.4	+ 3.2	+ 2.6	+ 3.0	+ 2.7
W	+ 2.8	+ 1.8	+ 0.7	+ 1.4	+ 1.5
SW	+ 1.2	+ 0.5	+ 0.6	+ 0.7	+ 0.9
S	— 0.2	— 0.2	— 0.1	— 0.4	— 0.1
SE	— 3.7	— 3.3	— 3.3	— 3.5	— 2.6
E	— 5.6	— 4.9	— 4.3	— 5.0	— 4.1
NE	— 0.9	— 1.7	± 0.0	— 1.0	— 1.8
Moy.	± 0.0	+ 0.2	± 0.0	+ 0.1	+ 0.2

$A = + 0.8$; $M = - 1.9$; $\hat{Mx} = - 2.7$.

Tableau 57.

Température de l'air à Thorshavn pendant l'été.

Gradient vers	B	C_1	C_2	B—C_2
N	— 0.6	+ 1.2	± 0.0	+ 0.5
NW	± 0.0	+ 1.1	+ 1.3	+ 1.0
W	+ 0.9	+ 0.7	+ 1.2	+ 1.0
SW	— 0.6	+ 0.7	+ 0.6	+ 0.4
S	+ 0.3	— 0.4	— 0.9	— 0.5
SE	— 0.1	— 0.3	— 2.2	— 1.5
E	— 0.4	— 0.8	— 0.8	— 0.7
NE	+ 0.7	— 0.9	— 1.2	— 0.9
Moy.	± 0.0	+ 0.3	— 0.2	± 0.0

	D	*E*	*F*	*D—F*	*B—F*
N	+ 0.2	+ 0.7	+ 1.5	+ 0.8	+ 0.7
NW	+ 0.8	+ 1.4	+ 1.9	+ 1.4	+ 1.2
W	+ 1.1	+ 0.9	+ 1.9	+ 1.4	— 1.2
SW	— 0.3	+ 0.3	+ 0.9	+ 0.3	+ 0.4
S	— 0.3	— 0.7	— 0.4	— 0.4	— 0.5
SE	— 0.8	— 1.5	— 1.9	— 1.3	— 1.4
E	— 2.7	— 2.3	— 1.0	— 2.3	— 1.7
NE	— 0.8	— 1.4	+ 0.9	— 0.4	— 0.6
Moy.	— 0.2	+ 0.1	+ 0.7	+ 0.1	+ 0.1

$A = \pm 0.0$; $M = -0.9$; $Mx = -0.8$.

M. *Krankenhagen* (1) donne les résultats ci-dessous pour Swinemünde.

Tableau 58.

Gradient vers		*N*	*NE*	*E*	*SE*	*S*	*SW*	*W*	*NW*	*Moy.*	*Mx*
Été	Cyclone	—0.8	—1.9	—2.0	—1.8	—1.3	+1.6	+1.5	+1.2	—0.3	
	Anticyclone	+0.9	—0.7	—0.3	—1.2	—1.3	+0.8	+0.8	+2.7	—0.1	+0,6
Hiver	Cyclone	+1.9	+0.6	—1.0	+0.2	—2.3	—2.2	—1.0	+2.3	+0.2	
	Anticyclone	+1.2	+2.0	—0.2	—0.9	—2.1	—2.1	—1.3	—1.2	—0.4	—2.2

	Été.					Hiver.					
	C	*D*	*D1* (2)	*E*	*F*	*B*	*C*	*D*	*D1* (2)	*E*	*F*
N	—1.4	—0.6	—0.2	+0.4	+1.4	+1.2	+1.9	+2.2	+2.2	+1.3	+1.2
NE	—3.4	—1.6	—0.9	—0.9	—0.6	—	—0.1	+0.7	+1.0	+1.0	+2.2
W	+1.6	+1.3	—	+1.6	+0.2	—	—0.5	—1.9	—	—0.4	—1.6
NW	+0.1	+2.2	+1.3	+2.9	—	+3.1	+3.1	+1.6	+0.8	—0.7	—1.4

Le nombre des cas où le gradient était dirigé ver S, SW etc. était trop petit pour qu'on puisse se fier aux résultats.

Les résultats trouvé par M. *Doerry* pour Magdebourg ne sont pas comparables aux précédents parceque il a calculé les écarts des observations à 8^h A. M. non aux moyennes mensuelles pour cette même heure mais aux moyennes mensuelles ordinaires.

M. *Åkerblom* resume tous ces résultats de la manière suivante:

»On voit par les tableaux précédents (l. c. p. 19), que les parties centrales d'un maximum (Mx) et aussi les régions situées entre deux minima (M) se distinguent par une température basse,

(1) l. c. p. 23.

(2) D1 zone au-dessus de 760 mm mais avec courbure cyclonique des isobares.

tandis que les centres des cyclones (A) présentent une tempéra ture relativement élevée. Cela est le cas surtout en hiver à Vienne. Dans cette ville la température diminue aussi très régulièrement et d'une façon marquée en hiver, lorsque on passe d'une zone de basse pression à une zone de haute pression. Cependant il faut faire une exception pour les cas où les gradients s'abaissent vers le SE ou l'E. Dans le dernier cas on voit même la température augmenter sensiblement, lorsque le baromètre monte. Cela s'explique par le fait que les courants d'air sont infléchis en sens contraire, dans les cyclones et les anticyclones. Or, il est évident, ainsi que M. *Köppen* (1) l'a prouvé, que pour les jours différents le même vent amène à un certain endroit, selon la forme des isobares, des masses d'air provenaut de régions différentes. Mais dans le voisinage de Vienne les isothermes, en hiver, sont dirigés NW—SE. Par conséquent, avec un gradient s'abaissant vers le SE ou l'E, les vents cycloniques amèneront un air plus froid que les vents anticycloniques».

»A Upsal en hiver, de tous cotés du centre d'un minimum la température baisse quand la pression monte; les variations dans l'allure du thermomètre et dans celle du baromètre sont donc toujours opposées. En général, il en est de même à Swinemünde, où cependant on remarque une élévation marquée de température avec le barométre montant, pour les gradients vers l'est et le nord-est».

»Pour Thorshavn enfin, situé sur un île en pleine mer, on ne peut constater une relation quelconque entre la pression et la température».

»En été il n'y a pas de différences bien marquées entre les températures des zones de hautes et des zones de basses pressions, ni à Vienne ni à Thorshavn. A Upsal, par contre, la température augmente en été avec la pression. A Swinemünde, en été, la température monte toujours lorsque la pression augmente pour des gradients dirigés vers le nord-ouest, le nord et particulièrement vers le nord-est. Cependant le contraire a lieu pour quelques autres directions de gradients et, dans les moyennes générales, il n'y a pas de différences entre les cyclones et les anti-

(1) Ueber die Abhängigkeit des klimatischen Charakters der Winde von ihrem Ursprunge. — Wilds Repert. für Meteor. Bd. IV. 1874.

cyclones. — Partout les diverses directions des gradients présentent entre elles, de grandes différences à l'égard de la température. Les gradients compris entre le sud et l'ouest, apportent à Vienne un abaissement sensible de la température en hiver, tandis que ceux qui sont compris entre le nord et l'est entraînent une forte élévation. Pendant l'été au contraire les gradient vers l'est et vers le sud sont ceux qui amènent les abaissements de température les plus grands, et ceux dirigés vers l'ouest et le nord sont accompagnés d'élévations. M. *Krankenhagen* à déjà trouvé les mêmes différences pour Swinemünde, entre l'hiver et l'été; dans la première de ces saisons les gradients vers le sud et l'ouest produisent les plus grands abaissements de température, tandis que pendant l'été ce sont les directions vers le nord-est et l'est qui amènent les mêmes effets. Pour ces deux localités, ainsi que M. *Krankenhagen* l'a indiqué pour Swinemünde, la cause de ces différences doit consister en ce que la direction des isothermes change considérablement suivant les saisons. A Vienne les isothermes sont dirigés du NW au SE en hiver et de l'ouest à l'est en été. Ainsi, c'est en hiver le vent de NE et en été le vent de N qui doivent abaisser le plus la température. — A Thorshavn et à Upsal il n'y a pas à cet égard une différence bien notable entre l'hiver et l'été. En toute saison ce sont les gradients vers le SE et l'E qui amènent les plus basses températures et ceux vers le NW et l'W qui donnent les plus hautes».

Variations de la température des couches inférieures de l'atmosphère. Les agriculteurs ont remarqué depuis longtemps qu'après les nuits froides du printemps les végétaux délicats souffrent de la gelée dans les vallées et les bas-fonds, tandis que sur les collines le mal est nul ou beaucoup moindre. On sait qu'en général la température de l'air s'abaisse lorqu'on part du sol pour s'élever aux couches supérieures de l'atmosphère. Cependant cela n'a pas toujours lieu. Au contraire, il y a souvent accroissement de température de l'air à mesure qu'on s'élève. Cet accroissement de la température peut s'étendre jusqu' à la hauteur des sommets des Alpes, lorsque, surtout enhiver, un maximum barométrique règne sur ces montagnes. Mais avant d'étudier la distribution suivant les différentes parties des maxima il est utile d'étudier l'accroissement analogue qui se produit souvent dans les couches inférieures de l'air pendant les nuits calmes et sereines.

Marc Auguste Pictet fit déjà en 1778 des recherches à ce sujet.(1) Il fit dresser deux mâts, l'un de 50 pieds, l'autre de 75 pieds de hauteur. Au sommet de chacun d'eux il suspendit un thermomètre qu'il faisait descendre rapidement. D'autres thermomètres étaient suspendus au-dessus de la terre à des hauteurs différentes, depuis 4 lignes jusqu'à 6 pieds. *Pictet* fit ses observations un peu avant le coucher du soleil, à onze heures du soir et le matin à l'aube. Il constata que, dans toutes les saisons, par un ciel serein et avec un air calme, les températures à 5 pieds et à 75 pieds de la terre variaient de la manière suivante. Environ deux heure après le lever du soleil les indications des deux thermomètres étaient les mêmes. Dans la journée le thermomètre à 5 pieds indiquait une température plus elevée que celui suspendu à 75 pieds de la terre. Peu avant le coucher du soleil leurs indications étaient encore les mêmes, après quoi *le thermomètre supérieur accusait une température plus grande pendant toute la nuit.* Lorsque le ciel était uniformément couvert ou qu'il faisait un vent violent la différence des indications des deux thermomètres était presque nulle.

Ces résultats ont été confirmés et précisés par un grand nombre de savants.(2)

Parmi les séries les plus importantes sont celles faites par M. *Ch. Martins* en 1858 et 1859 à Montpellier et par MM. *Hamberg* en 1875 et *Juhlin* en 1887 et 1888 à Upsal.

(1) Essay sur le feu; dans Essais de Physique. T. I, p. 171.

(2) Voyez: *Six:* Experiments on local heat, Phil Trans. London 1786; *Wells:* Essay on dew (traduit dans les Ann. de Chimie 1815); *Marcet:* Recherches sur les variations dans la tempèrature des couches inférieures de l'atmosphère. Mémoires de la Soc. de Genève. T. VIII. 1838; *Gaimard:* Voyage sur la corvette *la Recherche,* Météorologie par *Lottin* et *Bravais.* T. III, p. 94; *Plantamour:* Résumé des observations météorol. de 1847, Archives des sciences nat. 1848; *Prestel:* Der Boden, das Klima und die Witterung von Ostfriesland, Emden 1872, p. 232; *K. Fritsch:* Ueber die mit der Höhe zunehmende Temperatur, Sitzungsber. d. Wiener Acad. T. III. p. 135; *J. Glaisher:* On the Temperature etc., Proceedings of the Meteor. Soc. London. T. V. 1870; *H. Wild:* Ueber den Einfluss der Höhe der Thermometer etc., Repertor. für meteorolog. T. V. N:o 2; *Marriott:* Results of thermometrical observations made at 4, 170 and 260 feet above the ground. Quart. Journal of the Roy. Met. Soc. T. XIII, 1887; Annuaire de l'Observatoire de Montsouris pour l'an 1877.

M. *Martins* (1) a employé des thermomètres à minima échelonnés en hélice autour d'un mât, de 6 m de haut, dressé dans le jardin sur un sol nu tout à l'entour. Les thermomètres étaient sans abris. Au sommet de la *Tour des Pins* et de celle de la cathédrale il avait aussi deux thermomètres à minima, exposés de la même manière, à des hauteur de 26,3 m et de 49,4 m audessus du sol qui portait le mât.

Les observations montrent que, pendant la nuit, l'acroissement de la température à partie du sol jusqu'a 50 m est un phénoméne presque constant. Cet accroissement n'est pas uniforme. Très rapide dans le voisinage du sol, il diminue à mesure qu'on s'élève dans l'atmosphère. Le tableau suivant met parfaitement en évidence la loi de cet accroissement.

Tableau 59.

Saisons	0.05 m	2 m	4 m	6 m	26.3 m	49.4 m
Hiver	— 2°.55	— 1°.52	— 1°.01	— 0°.64	— 0°.16	+ 1°.34
Printemps . . .	+ 4°.62	+ 5°.19	+ 5°.52	+ 5°.62	+ 7°.16	+ 6°.71
Éte	+ 15°.33	+ 16°.00	+ 16°.42	+ 16°.82	+ 18°.40	+ 19°.61
Automne . . .	+ 5°.94	+ 6°.78	+ 7°.24	+ 7°.51	+ 9°.24	+ 9°.66
Année	+ 5°.84	+ 6°.61	+ 7°.04	+ 7°.38	+ 8°.76	+ 9°.33
Accroisement par m.	0°.39	0°.21	0°.14	0°.07	0°.02.	

»Le point zéro», dit M. *Martins*, »est pour beaucoup de plantes la limite au-dessous de laquelle elles ne résistent pas au froid. Or, dans 44 nuits d'hiver, j'en compte 28 où le thermomètre est descendu au-dessous de zéro, dans la couche d'air en contact avec le sol, et seulement 16 où les degrés ont été nègatifs à 49 m d'élévation. L'hiver est donc moins rigoureux, et, par conséquent, la végétation peut être différente sur une hauteur que dans un bas-fond.»

Cependant, l'accroissement de la température avec la hauteur est beaucoup plus grand pendant les nuits sereins que pendant

(1) Sur l'accroissement nocturne de la température avec la hauteur dans les couches inférieures de l'atmosphère. Mém. de l'Acad. de Montpellier. T. V. 1861.

les nuits couverts. Dans les 15 mois qu'embrassent les observations, seize nuits ont été couvertes, calmes et sans pluie, conditions rares à Montpellier, contre trent-sept parfaitement sereines. Le petit tableau suivant montre quelle est la loi de l'accroissement comparé dans les nuits sereines et convertes.

Tableau 60.

Hauteur au-dessus du sol	Nuits sereines		Nuits couvertes	
	accroissement total	accroissement par mètre	accroissement total	accroissement par mètre
De 0m.05 à 2	0°.74	0°.37	0°.66	0°.33
» 2 à 4	0 .57	0 .28	0 .02	0 .01
» 4 à 6	0 .45	0 .22	—0 .13	—0 .06
» 6 à 26.5	2 .02	0 .10	0 .45	0 .0022
» 26m.3 à 49.4	1 .48	0 .064	—0 .07	—0 .0030
De 0m.05 à 49m.4	5°.26	0°.11	1°.07	0°.0022

L'accroissement de la température est, comme on le voit, près de cinq fois plus fort par les nuits sereines que par les nuits couvertes.

M. *Hamberg* (1) fit dresser deux poteau, l'un sur la colline où sont installés les instruments météorologiques de l'Observatoire d'Upsal, l'autre en un point de la pelouse distant de 300 pieds (89 m) du premier poteau, mais situé à un niveau inférieur de 20 pieds (5,9 m). Les psychromètres étaient mis presque horizontalement au-dessous de planches garnies d'écrans verticaux au S, à l'E et à l'W, c'est à dire sous un abri français en miniature. Des abris pareils avec des psychromètres étaient fixés aux poteaux à des hauteurs de 1, 4, 10 et 16 pieds suédois (0,3, 1,2, 2,9, et 4,75 m).

Le poteau de la colline portait à son sommet un abri à une hauteur de 22 pieds (6 m) au-dessus du sol. Les deux thermomètres du psychromètre le plus bas à chaque poteau, se trouvant à une hauteur de 2 pouces (5,9 c. m.) seulement, ne pouvaient être protégés de cette

(1) La température et l'humidité de l'air à différentes hauteurs, observées à Upsal pendant l'été de 1875. — Acta Soc. Reg. scient. Ups. 1876.

manière. Le partie inférieure de ces thermomètres était entourée d'un cornet ou gaîne cônique de papier. A la suite d'une comparaison entre ces deux procédés d'installation établie spécialement pendant deux nuits, l'une couverte et l'autre claire, et à des hauteurs de un à seize pieds, il s'est trouvé que le thermomètre muni d'un cornet se montrait légèremnnt plus bas que l'instrument placé sous l'abri, sans accuser cependant jamais un écart de plus d'un demi degré. La différence était plus notable près du sol et diminuait avec la hauteur. La tension de la vapeur d'eau était indiquée identiquement dans les deux modes d'exposition; en revanche, l'humidité relative à été un peu plus fortement accentuée par les psychromètres pourvus de cornets que par les autres, attendu que la température d'après le premier mode d'exposition était un peu plus basse. A la hauteur d'un pied il se trouvait un psychromètre sous abri et un autre avec des cornets la moyenne de leurs indications est donnée dans les tableaux suivants.

Pendant chaque nuit sereine les psychromètres aux deux poteaux furent observés simultanément *chaque demi-heure* depuis quelques heures avant le coucher jusqu'à quelques heures après le lever du soleil. Ces observations très pénibles furent possibles grâce à l'aide volontaire de 20 étudiants de l'Université.

Les nuits n'étant pas toujours sereines depuis le commencement jusqu'à la fin, M. *Hamberg* a divisé les observations en trois groupes: celles des soirs, celles des nuits et celles des matins, qui par conséquent n'embrassent pas les mêmes jours.

Les observations des soirs ont donné les résultats suivants qui font l'objet du Tableau 61.

Nous trouvons que jusqu'au moment voisin du coucher du soleil (9^h environ), la température baisse avec plus de rapidité près de la terre qu'au dessus. D'après le tableau précédent, la température ne paraît pas atteindre, avant le coucher du soleil, son maximum à la plus grande hauteur, mais il semble qu'un niveau de température maxima s'établisse et se propage vers le haut à mesure que le soleil s'approche de l'horizon. Cette particularité apparait parfois avec une singulière netteté dans les cas isolés. Les mêmes phénomènes se presentent à la station inférieure, quoique moins distincts.

Tableau 61.

Moyennes de température.

Soir	Station supérieure					
	$T_{0.2}$	T_1	T_4	T_{10}	T_{16}	T_{22}
$5^h.30^m$	24.0	24.7	**25.0**	24.9	24.6	24.6
6 .0	22.5	23.4	23.5	**23.6**	23.4	23.4
6 .30	21.3	21.8	22.1	**22.3**	22.2	22.1
7 .0	20.6	21.2	21.5	21.6	**21.8**	21.7
7 .30	19.6	20.1	20.5	20.7	**21.0**	20.9
8 .0	18.6	19.0	19.4	19.7	**20.0**	**20.0**
8 .30	17.3	17.7	18.1	18.6	**19.1**	19.0
9 .0	15.5	16.0	16.1	16.9	17.4	**17.4**
9 .30	14.2	14.7	15.1	15.6	16.0	16.0
10 .0	14.7	14.1	14.5	14.8	15.3	15.3
$10^h.30$	13.1	13.5	13.9	14.3	14.7	14.7

Passons à l'humidité. Pendant le jour la tension de la vapeur d'eau et l'humidité relative diminuent à partir du sol de bas en haut. A Upsal, comme en général dans tous les lieux situés à l'intérieur d'un continent, il se forme en moyenne un minimum de tension de la vapeur d'eau au milieu du jour. Après midi la tension augmente peu à peu vers le soir et atteint son maximum vers 9 heures P. M., pour décroître dans le courant de la nuit (Tab. 62).

Près du sol et à un pied au-dessus la tension accuse déjà un maximum à $7^h,30$ du soir, à 4 pieds il se trouve entre $8^h,30$ et 10^h, il monte continuellement plus haut jusqu'à $10^h,30$. Par conséquent, la différence de tension entre le sol et 22 pieds passe entre 6^h et 10^h de 1 ou 1,5 mm à moins de 0,5 mm.

Quant-aux observations de nuit, M. *Hamberg* a distingué entre les nuits *avec* ou *sans rosée.* Il était occupé à cette époque à étudier particulièrement les gelées nocturnes si fréquentes en Suède, et cest ainsi qu'il a été conduit à entreprendre cette série d'observations sur les températures des couches d'air immédiatement voisines du sol, pendant les nuits d'été et surtout durant les nuits de gelée blanche ou de rosée.

Tableau 62.

Tension de la vapeur d'eau en m m.

Soir	Station supérieure						Station inf.	
	$F_{0,2}$	F_1	F_4	F_{10}	F_{16}	F_{22}	F'_1	F'_{16}
6h.0m	8.3	8.0	7.7	7.6	7.0	7.0	—	—
6 .30	8.6	8.2	7.8	7.7	7.1	7.2	—	—
7 .0	8.5	8.2	7.8	7.7	7.2	7.3	7.9	7.0
7 .30	8.8	8.4	7.8	7.6	7.2	7.2	8.4	7.3
8 .0	8.4	8.2	7.8	7.7	7.4	7.2	8.2	7.3
8 .30	8.3	8.1	7.9	7.7	7.3	7.3	8.0	7.3
9 .0	8.3	8.1	7.9	7.7	7.4	7.3	8.1	7.5
9 .30	8.2	8.1	7.9	7.7	7.6	7.5	8.0	7.4
10 .0	8.1	8.0	7.9	7.7	7.5	7.5	8.0	7.6
10h.30	8.0	8.0	7.8	7.7	7.7	7.6	8.0	7.7

La marche de la température étant sensiblement la même pendant les nuits avec ou sans rosée, il suffit d' insérer ici le tableau pour les nuits avec rosée seulement (Tab. 63).

Les différences sont en moyenne plus grandes près du sol à la station inférieure. En revanche, les températures des couches supérieures offrent une plus grande différence à la station d'en haut qu'a celle d'en bas. L'abaissement de la température est le plus accentué au coucher du soleil, mais il devient de plus en plus lent dans le courant de la nuit jusqu'au lever du soleil. Avant le coucher, la température s'abaisse surtout près du sol, mais plus tard assez également à toutes les hauteurs. Il semble, que tout ce qui facilite le rayonnement contribue aussi à faire baisser la température avec plus de rapidité près du sol qu'au-dessus, ou, en d'autres termes, à augmenter la différence de température entre ces deux couches atmosphériques.

La tension de la vapeur d'eau présente au contraire une variation tout à fait différente pendant les nuits sans ou avec rosée (Tab. 64).

Durant les nuits sans rosée, la tension de la vapeur d'eau est plus grande près du sol et diminue vers le haut. La différence entre la tension près du sol et celle qu'on observe au-dessus de

Tableau 63.

Températures pendant des nuits avec rosée.

Heure	Station supérieure											
	$T_{0.2}$	T_1	ΔT	T_4	ΔT	T_{10}	ΔT	T_{16}	ΔT	T_{22}	ΔT	$T_{16}-T$
9h P.M. . .	12°.9	13.4	0.5	14.1	0.7	14.5	0.4	14.8	0.3	14.8	0.0	1.9
10 » . .	10 .9	11.2	0.3	11.6	0.4	12.2	0.6	12.9	0.4	12.8	0.2	1.7
11 » . .	9 .5	10.0	0.5	10.4	0.4	10.8	0.4	11.2	0.4	11.5	0.3	1.7
Minuit . . .	8 .5	8.8	0.3	9.2	0.4	9.5	0.3	10.0	0.5	10.4	0.4	1.5
1h A.M. . .	7 .4	7.8	0.4	8.5	0.7	8.7	0.2	9.3	0.6	9.6	0.3	1.9
2 » . .	7 .1	7.3	0.2	7.7	0.4	7.9	0.2	8.5	0.6	8.7	0.2	1.4
3 » . .	6 .0	6.3	0.3	6.5	0.2	6.9	0.4	7.2	0.3	7.3	0.1	1.2
4 » . .	6°.8	6.9	0.1	7.1	0.2	7.8	0.7	8.3	0.05	8.4	0.1	1.5
Moy.			0.3		0.4		0.4		0.5		0.2	1.6
Heure	Station inférieure											
9h P.M. . .	12°.4	12.8	0.4	13.7	0.9	14.4	0.7	14.5	0.1	—	—	2.1
10 » . .	10 .7	11.2	0.5	12.0	0.8	12.3	0.3	12.2	0.1	—	—	1.5
11 » . .	9 .4	10.0	0.6	10.6	0.6	10.8	0.2	10.8	0.0	—	—	1.4
Minuit . . .	7 .9	8.4	0.5	9.0	0.6	9.4	0.4	9.7	0.3	—	—	1.8
1h A.M. . .	6 .9	7.5	0.6	8.3	0.8	8.6	0.3	9.8	0.2	—	—	1.9
2 » . .	6 .3	6.6	0.3	7.2	0.6	7.5	0.3	7.9	0.4	—	—	1.6
3 » . .	5 .6	6.1	0.5	6.5	0.4	6.8	0.3	6.9	0.1	—	—	1.3
4 » . .	6°.1	6.4	0.3	6.7	0.3	6.9	0.2	7.0	0.1	—	—	0.9
Moy.			0.5		0.6		0.3		0.2		—	1.6

la terre est plus accentuée au commencement de la nuit et diminue vers le lever du soleil pour croître ensuite.

Dans les nuits avec rosée, la tension de la vapeur d'eau, au commencent de la nuit avant la formation de la rosée, est plus grande près du sol que plus haut; puis, l'inverse a lieu: l'humidité absolue est la plus petite à la surface terrestre et augmente avec la hauteur. Cet état des choses dure encore quelques heures après le lever du soleil. L'abaissement de l'humidité absolue, toujours plus grand près du sol que plus haut, est naturellement plus fort quand il y a de la rosée.

Tableau 64.

Tensions pendant les nuits sans rosée.

Heure	Station supérieure						Station inférieure	
	$F_{0.2}$	F_1	F_4	F_{10}	F_{16}	F_{22}	F'_1	F'_{16}
8h P.M.	8.4	8.0	7.7	—	7.5	7.2	8.2	7.3
9 »	7.8	7.4	7.3	—	6.7	6.8	7.7	6.9
10 »	7.7	7.7	7.6	7.4	7.2	7.1	7.6	7.3
11 »	7.5	7.5	7.3	—	7.0	6.9	7.5	7.0
Minuit	7.2	7.1	6.9	6.9	6.9	6.9	7.2	6.9
1h A.M.	6.8	6.9	6.9	6.9	6.7	6.7	7.1	6.8
2 »	7.1	7.1	7.1	7.0	7.0	6.8	7.1	6.9
3 »	7.4	7.3	7.3	7.2	7.1	7.1	7.3	6.9
4 »	7.6	7.6	7.5	7.5	7.4	7.4	7.6	7.3
5 »	7.9	7.8	7.8	7.7	7.5	7.5	7.7	7.5
6 »	9.1	8.9	9.0	9.0	8.4	8.6	9.3	8.5

Tensions pendant les nuits avec rosée.

8h.30 P.M. . . .	8.3	7.8	7.8	7.7	7.1	7.1	7.6	7.1
9 » . . .	8.4	8.2	8.0	7.9	7.5	7.5	7.8	7.5
10 » . . .	7.8	7.8	7.8	7.6	7.6	7.8	7.6	7.6
11 » . . .	7.5	7.6	7.7	7.7	7.7	7.5	7.4	7.5
Minuit.	7.1	7.2	7.3	7.5	7.5	7.5	7.2	7.4
1h A.M.	7.0	7.0	7.1	7.8	7.4	7.5	6.8	7.4
2 »	6.6	6.8	7.0	7.2	7.2	7.3	6.4	7.1
3 »	6.2	6.4	6.6	6.7	6.8	6.9	6.0	6.6
4 »	6.4	6.5	6.6	6.8	7.0	7.2	6.1	6.4
5 »	7.5	7.8	8.0	8.3	8.4	8.1	6.8	7.2
6 »	9.5	9.3	9.1	9.0	8.9	8.8	9.1	9.0

Le tableaux font voir que toute la variation diurne de l'humiditée absolue paraît varier considérablement avec la hauteur.

Le tableau suivant donne les variations de la température pendant la matinée à la station supérieure.

Tableau 65.

Heure	$T_{0.2}$	T_1	T_4	T_{10}	T_{16}	T_{22}
2h.30 A. M.	7°.4	7°.6	7°.9	8.4	8.7	8.9
3 »	7 .0	7 .3	7 .6	8.0	8.4	8.1
3h.30 »	7 .2	7 .4	7 .6	8.2	8.5	8.8
4 »	7 .6	7 .8	8 .0	8.6	9.0	9.2
5 »	8 .2	8 .1	9 .0	9.9	10.1	10.1
6 »	12 .8	12 .8	13 .4	13.6	13.7	13.5
8 »	18 .1	18 .7	19 .5	19.1	19.0	18.6
10 »	21 .8	22 .9	23 .6	23.8	23.6	23.5
1h P. M.	25 .1	26 .3	26 .1	24.6	24.3	23.9

De même que le soir une couche de température maxima s'élevait au fur et à mesure que le soleil se couche, on voit que la température la plus haute, qui se trouve encore à 4^h décidément au-dessus du poteau, décend après le lever du soleil peu à peu vers le sol, bien que le soleil ait éclairé tout le poteau toute la matinée.

De même le maximum matinal de l'humidité absolue n'arrive pas en même temps à toute les hauteurs, comme on le voit du tableau suivant.

Tableau 66.

Heure	$F_{0.2}$	F_1	F_4	F_{10}	F_{16}	F_{22}
4h A. M.	7.3	7.4	7.7	7.7	7.7	7.7
6 »	9.7	9.6	9.5	9.4	9.2	9.1
8 »	10.1	9.8	9.5	9.3	8.9	8.9

Il n'entre pas dans le cadre du travail actuel à entrer en plus de détailles sur les beaux résultats trouvés par M. *Hamberg* concernant les relations entre les faits que nous venons d'exposer et la formation de la rosée ou de la gelée blanche. Nous passons aux recherches de M. *Juhlin.*

M. *Hamberg* n'ayant étudié les variations de la temqérature avec la hauteur que pendant la belle saison, M. *Juhlin* (1) a cru intéressant d'étudier ce phénomène pendant les nuits d'hiver où la surface du sol est couverte de neige.

Sur un terrain uni, près de l'observatoire météorologique, un mât de $7^m,5$ de hauteur fut dressé. Des anneaux de fer d'un diamètre un peu plus grand que celui du mât pouvaient avec des vis être fixés en quelque point du mât que ce soit, et on pouvait à volonté les faire monter ou descendre, ce qui était nécessaire quand il était tombé de la neige, afin d'avoir les thermomètres toujours à la même hauteur au-dessus de la surface de la neige. Ces anneaux portaient des bras de fer massifs et à ces bras étaient fixées des planches de $1^m,4$ de longeur et $0^m,18$ de largeur. A la partie inférieure de ces planches horizontales les thermomètres étaient accrochés à $0^m,22$ de distance de chaque bout. De la planche descendait un gros fil vertical d'acier, recourbé un peu plus bas en angle droit, et se terminant par une boucle qui enveloppait le thermomètre au-dessus de la boule. Grâce à cette disposition les termomètres verticaux ne branlaient pas. Les thermomètres furent échelonnés en hélice autour du mât. Des deux thermomètres fixés à la même hauteur l'un était nu et l'autre entouré d'un cornet de papier. Leurs indications étaient cependant presque identique. Du reste, ayant comparé les thermomètres à chaque hauteur avec un thermomètre fronde, qui était frondé horizontalement à l'aide d'un appareil de rotation, il a trouvé, au moyen de 15 séries d'observations faites entre — $1^0,5$ et — $16^0,5$, les différences suivantes entre le thermomètre fronde T_f et le thermomètre à boule nu T_n à chaque hauteur.

Hauteurs en mètres . .	0.08	0.5	1.5	3.5	5.4	7.4
$T_f - T_n$	+ 1°.6	+ 0.7	+ 0.5	+ 0.6	+ 0.6	+ 0.6

Ainsi, la différence étant constante au-dessus de 0,5 m, on a pu comparer entre elles les températures du thermomètre à boule nu. Pendant quelques nuits on a observé simultanément des thermomètres fixés à l'une des tours de la cathédrale à des hauteur de 46 et de 49 m.

(1) Sur la température de l'air à différentes hauteurs. — Acta Soc. Reg. Scient. Upsal. 1890.

Voici deux spécimens des tableaux ainsi dressées.

Tableau 67.

1887. 18—19 Mars	$T_{0.03}$	$T_{0.5}$	$T_{1.5}$	$T_{3.5}$	$T_{5.4}$	$T_{7.4}$	$T_{46.0}$	$T_{49.0}$
7h P.M.	— 6°.3	— 5°.7	— 5°.7	— 5°.6	— 5°.8	— 5°.3	— 4°.8	— 4°.9
8 »	— 7.4	— 7.2	— 6.9	— 6.8	— 6.9	— 6.5	— 6.7	— 6.5
9 »	—10.6	—10.5	— 9.6	— 8.8	— 8.7	— 7.9	— 6.8	— 6.8
10 »	—11.9	—12.1	—11.7	—11.7	—11.6	—11.8	— 6.7	— 6.7
11 »	—13.1	—13.4	—13.2	—12.9	—12.5	—11.9	— 9.5	— 8.7
Minuit	—14.5	—14.6	—14.3	—14.2	—13.6	—13.0	— 9.3	— 8.3
1h A.M.	—14.9	—15.1	—14.9	—14.4	—13.6	—13.6	— 9.0	— 7.9
2 »	—15.8	—15.8	—15.3	—15.5	—15.0	—15.0	—10.1	— 9.2
3 »	—15.5	—15.5	—15.3	—14.8	—14.6	—13.8	— 9.7	— 9.1
4 »	—17.0	—16.6	—16.2	—16.0	—15.8	—15.1	—10.4	— 9.6
5 »	—16.2	—15.7	—15.7	—15.6	—15.5	—15.3	— 9.6	— 9.6
Moy.	—13.0	—12.9	—12.6	—12.4	—12.1	—11.7	— 8.4	— 7.9

Ainsi entre les hauteurs de 7m,4 et 0m,5 il y avait une différence de + 1°,2, et entre 49m,0 et 0m,5 une de + 5°.

Tableau 68.

1888. 22—23 Févr.	$T_{0.01}$	$T_{0.5}$	$T_{1.5}$	$T_{3.5}$	$T_{4.8}$	$T_{6.8}$	$T_{6.8}$— $T_{0.5}$
10h P.M.	— 13°.1	— 12.3	— 12.2	— 11.9	— 11.7	— 11.5	+ 0.8
11 »	— 20.8	— 19.1	— 18.8	— 16.8	— 17.1	— 16.5	+ 2.6
Minuit	— 24.2	— 21.2	— 20.8	— 20.2	— 19.4	— 17.6	+ 3.6
1h A.M.	— 24.2	— 20.4	— 19.4	— 19.1	— 19.1	— 18.1	+ 2.3
2 »	— 25.1	— 20.4	— 19.4	— 19.0	— 19.0	— 18.6	+ 1.8
3 »	— 24.9	— 22.0	— 20.6	— 20.2	— 19.9	— 19.6	+ 2.4
4 »	— 25.7	— 23.2	— 21.6	— 21.2	— 20.9	— 19.5	+ 3.7
5 »	— 25.2	— 22.4	— 19.8	— 19.6	— 19.5	— 19.4	+ 3.0
6 »	— 25.0	— 22.3	— 20.8	— 20.8	— 20.1	— 19.6	+ 2.7
7 »	— 24.2	— 21.1	— 20.4	— 20.5	— 20.4	— 20.0	+ 1.1
8 »	— 25.2	— 22.0	— 20.7	— 20.4	— 20.2	— 19.5	+ 2.5
9 »	— 17.0	— 14.6	— 14.0	— 14.2	— 14.6	— 13.2	+ 1.4
10 »	— 12.9	— 12.2	— 11.5	— 11.3	— 11.5	— 11.1	+ 1.1

Ch. Martins a dit: (1) »Le phénomène est donc complètement indépendant du froid et de la chaleur, c'est-à-dire de la portion de l'échelle thermométrique dans laquelle oscille la colonne mercurielle». M. *Juhlin* a trouvé au contraire que, dans les limites d'observation, *l'accroisement de température avec la hauteur est une fonction linéaire de la température, de sorte que plus la témpérature est basse plus l'accroissement de température avec la hauteur est grand.*

Pendant les nuits couvertes et brumeuses, les températures à des hauteurs différentes sont prosque égales. Or, quand le ciel, pendant une nuit seireine, se couvre rapidement, la température près du sol s'éléve plus vite qu'au-dessus, de sorte que les différences des températures aux différentes hauteurs deviennent beaucoup plus petites. En voici un exemple.

Tableau 69.

1887. 20 Janvier	$T_{0.03}$	$T_{0.6}$	$T_{3.0}$	$T_{7.1}$	Quant. des nuages (0–10)
7h P. M.	— 8°.0	— 7.0	— 6.3	— 4.7	0
8 »	— 6 .4	— 5.5	— 4.9	— 4.6	0
9 »	— 6 .5	— 5.7	— 5.4	— 4.8	0
10 »	— 5 .5	— 4.9	— 4.8	— 4.7	10
11 »	— 3 .0	— 2.5	— 2.1	— 2.2	10
Minuit	— 2°.4	— 2.0	— 1.9	— 1.8	10

Cependant, l'accroissement de la température avec la hauteur peut être très grand lorsque le ciel est couvert d'un mince voile de Cirro-Stratus très élevés.

Ce qui distingue aussi l'hiver de la belle saison, c'est que le sol, c'est-à-dire la surface même de la neige, pendant les nuits d'hiver, est beaucoup plus froid que l'air près du sol ou plus haut.

Sur la surface de la neige près du mât M. *Juhlin* a placé un thermomètre qu'il a observé en même temps que les thermomètres du mât. Les nombres suivants étant des moyennes de

(1) l. c. pag. 11.

54 observations, pendant les nuits sereines des hiver de 1886—87 et de 1887—88, montrent clairement ce phénomène.

T_0	$T_{0.03}$	$T_{0.5}$	$T_{7.4}$
— 17°.7	— 15.7	— 14.1	— 12°.2

To désigne la température de la surface même du sol. La température moyenne de la surface de la neige est donc inférieure de 2°,0 à la température de l'air à 0m,03 au-dessus de cette surface, et inférieure de 5°,5 à la température qu'on observe à une hauteur de 7m,4.

»La raison de ce phénomène», dit M. *Juhlin*, »est évidemment le grand refroidissement de la surface de la neige par le rayonnement et la faible conductibilité de la neige et de l'air. A cela se rattache une autre chose, savoir que les hivers abondants en neige se caractérisent par un froid très fort et de longue durée.» Nous reviendrons plus loin à ce phénomène. Ici nous ajoutons seulement que la conductibilité de la neige est vraiment, d'apres les mesures de M. *Hjeltström*, extrèmement faible.

M. *Hjeltström* (1) a placé quatre thermomètres dans la neige, la boule du premier étant à 1 cm de profondeur, et celles des suivants à 11, 21 et 31 cm respectivement. Au sud les thermomètres étaient abrités par un banc de neige contre le rayonnement du soleil. Ils furent observés à 2h, 5h, 8h et 11h du matin et à 2h, 5h, 8h et 11h du soir pendant 8 jours consécutifs durent lesquelles la température resta' beaucoup au dessous de zéro. La marche diurne de la température étant ainsi determinée pour chaque profondeur, la conductibilité k de la neige fut calculée par les formules de *A. J. Ångström.* (2) Il touva $k = 0{,}000507$ C. G. S.

Donc par centimètre carré d'une couche de neige d'un centimètre d'épaisseur, et dont les surfaces limites sont maintenues à une différence de température d'un degré centigrade, il

(1) Sur la conductibilité de la neige. Öfversigt (Cpts. Rendus) de l'Acad. Roy. de Stockholm, 1888, N:o 10, (en français).

(2) Mémoire de la température de la terre à différentes profondeurs à Upsal. Acta Soc. Reg. Sc. Ups. et Ny method att bestämma kroppars ledningsförmåga. (Nouvelle methode de determiner la conductibilité des corps.) Öfversigt de l'acad. de Stockholm 1861 (en suèdois).

passe pendant une minute une quantité de chaleur égale à 0,030 petites calories. *A. J. Ångström* a trouvé les valeurs suivantes de k exprimées dans les mêmes unités:

Cuivre	54.62	= 0.9103	C. G. S.
Fer	9.77	= 0.1628	»
Sable mêlée d'argile	0.205	= 0.0034	»
Argile humide	0.226	= 0.0038	»

La conductibilité de la neige est donc environ sept fois plus faible que celle d'argile humide.

Cependant M. *Hjeltström* remarque avec raison que cette conductibilité doit varier notablement avec la densité et les autres qualités physiques de la neige, sa cristallisation, sa dureté, sa température, etc. Des recherches plus detaillées seraient d'une grande importance.

Plus tard M. *Abels* a publié (1) les résultats de ses expériences selon une méthode indiquée par M. *Wild.* (2) Il a trouvé entre la conductibité de la neige k et sa densité D la relation

$$k = 0{,}406 \,.\, D^2.$$

Pour une variation de D entre 0,15 et 0,35 il trouva des valeurs de k entre 0,0091 = 0,00015 C. G. S. et 0,0497 = 0,00083 C. G. S.

Cependant les limites dans lesquelles a varié D sont evidemment trop étroites pour qu'on puisse considerer la formule de M. *Abels* comme prouvée par ses expériences.

En conséquence M. *Martin Jansson* à Upsal a exécuté de nouvelles recherches selon la méthode de M. *Christiansen.* (3) Ces résultats ne sont pas encore publiés, mais M. *Jansson* a eu l'obligeance de nous informer que ses expériences s'accordent assez bien avec celles de M. *Abels* dans les limites entre lesquelles celui-ci a travaillé. Mais, et au-dessous, et au-dessus de ces limites les valeurs de k diffèrent considérablement de celles

(1) Beobachtungen der täglichen Periode im Schnee und Bestimmung des Wärmeleitungsvermögens des Schnees als Function seiner Dichtigkeit. — Repert. f. Meteorol. Bd XVI. N:o 1. St. Petersburg 1892.

(2) Ueber die Bodentemperaturen in St. Petersburg und Nukuss. — Repert. f. Met. Bd. VI. N:o 4. St. Petersburg 1878.

(3) Wiedemanns Annalen. XIV. p. 23. 1881.

calculées par la formule de M. *Abels*. En effet, M. *Jansson* a trouvé pour une variation de D entre 0,05 et 0,50 les valeurs de k entre 0,012 = 0,00020 C. G. S. et 0,072 = 0,00120 C. G. S.

Mais il a trouvé aussi que les autres qualités physiques de la neige, surtout les différences de la granulation, ou le grandeur moyenne des grains, ammènent des changements notables dans la valeur de k.

Dans l'Inde M. *S. A. Hill* a fait des recherches importantes sur les variations de la température et de l'humidité dans les couches les plus basses de l'air. A Alipore près Calcutta il a observé (1) pendant 4 années, avril 1878—mai 1882, des psychromètres et des thermomètres à maximum et à minimum placés sous des abris identiques, situé l'un au pied et l'autre au sommet d'un palmier d'une hauteur de 40 pieds. Les observations ont été faites à $5^h.45$ A. M., $1^h,45$ et $9^h,45$ P. M. Pour la température il a trouvé les différences moyennes suivantes entre le sommet et le base. (Degrés Farenheit.)

Tableau 70.

Mois	$5^h.45$	$1^h.45$	$9^h.45$	*Moy.*	*Max.*	*Min.*
Janvier	2°.7	— 1°.4	3°.6	1°.6	— 2°.2	3°.3
Février	1 .6	— 1 .7	2 .0	0 .8	— 2 .1	2 .2
Mars	1 .2	— 1 .4	1 .0	0 .2	— 1 .7	1 .5
Avril	0 .3	— 1 .2	0 .6	0 .0	— 1 .5	0 .6
Mai	0 .3	— 1 .2	0 .3	— 0 .2	— 1 .8	0 .1
Juin	0 .2	— 1 .1	0 .1	— 0 .2	— 1 .2	0 .2
Juillet	0 .2	— 1 .0	0 .2	— 0 .3	— 1 .4	0 .3
Août	0 .2	— 1 .2	0 .0	— 0 .3	— 2 .0	— 0 .3
Septembre	0 .3	— 1 .0	0 .3	— 0 .2	— 1 .7	0 .5
Octobre	0 .9	— 1 .1	1 .0	0 .2	— 1 .9	1 .1
Novembre	1 .6	— 1 .1	2 .4	0 .9	— 1 .9	2 .4
Décembre	2°.7	— 1°.4	2°.9	1°.4	— 2°.1	2°.8
Moy.	1° 02	— 1°.23	1°.20	0°.33	— 1°.79	1°.28

L'inversion de la température est très notable matin et soir et aussi pendant la nuit au moment du minimum. Par contre dans le

(1) On observations of temperature oud humidity at a height of 40 feet above the ground at Alipore Observatory, Calcutta. — Indian Meteor. Memoirs. V: II. p. 449.

jour la température est plus basse en haut qu'en bas. Le phénomène est le moins accentué en été. Alors la mousson de SW amène un ciel nuageux et des vents assez forts.

L'humidité, tension de la vapeur d'eau et humidité relative, a été presque toujours plus grande au sol qu'en haut.

M. *Hill* a fait plus tard du 1 mai 1886—30 avril 1888 une série d'observations plus étendue à Allahabad. Les observations ont été faites 1°) auprès de l'observatoire à 6 pieds au dessus du sol, 2°) au sommet de la tour de l'anémomètre, 46 pieds, 3°) à la tour du Muir College, 104 pieds, et 4°) à la même tour à une hauteur de 166 pieds. Les résultats, plus détaillés que les précedents les ont confirmé complètement. En hiver l'inversion de la température dépasse 166 pieds. (Ind. Met. Mem. Vol. IV., p. 361.)

Température des couches supérieures de l'atmosphère. Nous venons de voir que la température de l'air varie considérablement près du sol, et qu'à certaines occasions il y a même un accroissement de température avec la hauteur. Ce phénomène s'étend souvent jusqu'aux couches supérieures de l'atmosphère. L'inversion de la température, bien connue des habitants des régions alpestres, à été étudié surtout par M. *Hann* depuis plus de 20 années. Déjà en 1876 M. *Hann* à étudié en détail la haute pressîon atmosphérique qui a règné en Autriche et en Suisse du 23 janvier au 3 février de cette année. (1) Pendant cette periode le froid était rigoureux dans ces régions et accompagné d'un brouillard intense qui déposa sur les arbres et sur d'autres objets un givre extraordinairement épais. Le vent était faible de l'est, ou bien il règnait un calme complet. Telle était la situation dans la plaine et dans les vallées.

»Tout autre», dit M. *Hann*, »était celle des sommets des Alpes. Là se présentérent aussi avec la haute pression barométrique des vents faibles et un temps calme, mais le ciel fut en général serein et la température sensiblement au-dessus de la moyenne. Aux stations situées sur les sommets isolés et pouvant par conséquent représenter la température à l'air libre, on remarqua *jour et nuit une chaleur continue et tout-à-fait extraordinaire.* A des hauteurs de 5—6000 pieds, la température restait

(1) Ueber das Luftdruckmaximum vom 23 Jan. bis 3 Febr. 1876. Meteor. Zeitschrift 1876.

toute la nuit au-dessus de zéro, tandis que dans plus d'une vallée elle s'abaissa parfois jusqu'à — 20°. . . . . Si même le plus grand froid se produisait au fonds des valées les plus basses, les haut vallons alpestres étaient également remplis d'air froid, tandis que le versant des montagnes et les sommets situés à la même hauteur jouissaient d'une douce température. Les différentes vallées formaient des centres de froid; la température y était très-basse surtout dans la région orientale des Alpes, et en certains endroits même bien inférieure à celle qu'on notait en Galicie ou en Hongrie, de sorte que la basse température doit avoir été le résultat du rayonnement calorifique».

Nous reproduisons ici comme specimens l'exposé détaillé de la température aux différentes stations les nombres du 26 janvier. Les températures sont les moyennes des observations à 7 h. A. M. et à 9 h. P. M. Les altitudes des stations sont données en *mètres*.

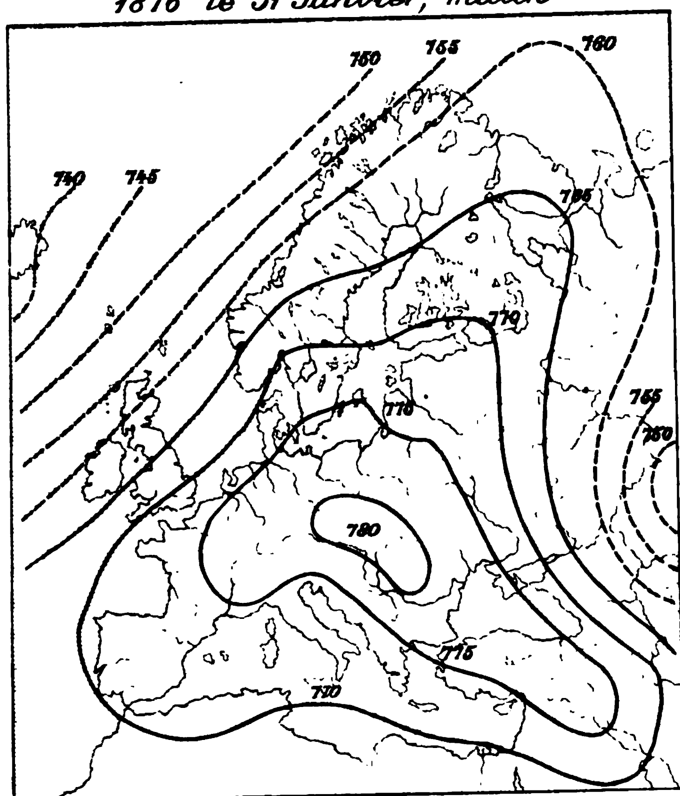
Tableau 71.

Stations	*Altitude*	*Temp.*	*Stations*	*Altitude*	*Temp.*
Ischl	456	— 9°.5	Klagenfurt . . .	440	— 17°.1
Schafberg	1756	+ 1 .8	Petzen	1484	+ 0 .5
St. Georgen . . .	563	— 7 .3	Rigi	1784	+ 1 .4
Dürrenberg . . .	727	— 1 .1	Zürich	480	— 3 .8
Salzburg	430	— 12 .0	Chaumont	1152	+ 3 .7
Lienz	657	— 10 .4	Nenchâtel	488	— 3 .1
Fleiss	2740	— 3 .6	Sils	1810	— 8 .1
Rauris	1138	— 9 .2	Grächen	1632	+ 0 .7

Nous donnons dans le tableau suivant les moyennes des observations à 7^h A. M. et 9^h P. M. pour les 10 jours du 22 au 31 janvier. En chaque district les stations sont inscrites d'après leur hauteur. (Tab. 72.)

Dans tous les districts la température était la plus haute à la station la plus élévée. Les sommets jouissaient d'une chaleur tout à fait anormale. Cependant la température n'est pas la même partout à la même hauteur. *A toute hauteur une vallée formait comme un lac remplie d'air froid.* La température minimum dans une de l'air vallée donnée depend en grande partie de sa forme, et du fait que l'écoulement en est facile on non.

1876 le 31 Janvier, matin



1879 le 9 Décembre, matin

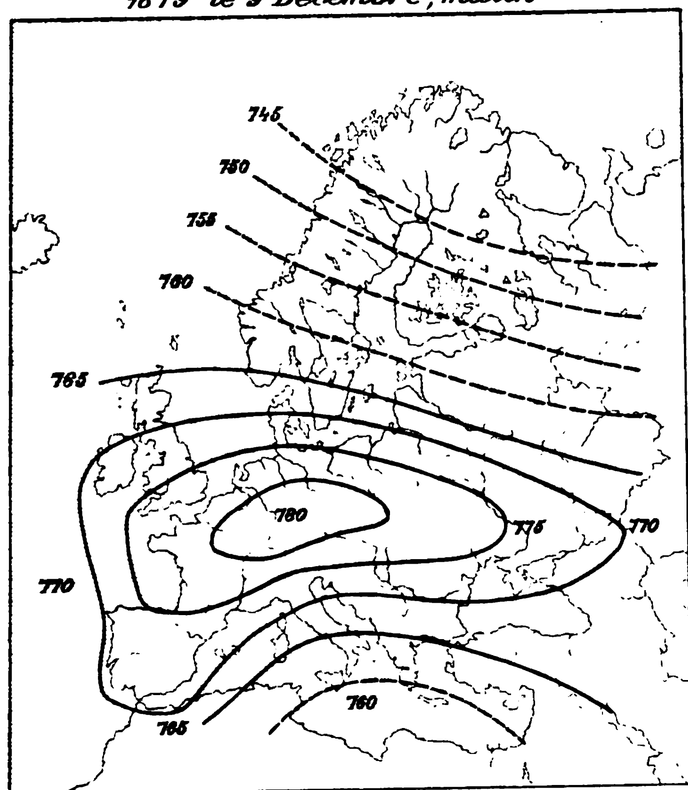


Tableau 72.

Stations	*Altitude*	*Temp.*	*Stations*	*Altitude*	*Temp.*
St. Paul	394 m.	— 9°.9	Salzburg	424 m.	— 8°.6
Kamp	1106	— 1 .8	Werfen	547	— 9 .8
Eberstein	598	— 7 .0	Abtenau	711	— 8 .8
Micheldorf . . .	626	— 9 .0	St. Johann . . .	—	— 7 .8
Hüttenberg . . .	783	— 5 .3	Zell am See . . .	745	— 14 .0
Hausdorf	924	— 6 .7	Bain Villach . . .	488	— 13 .3
Maltein	824	— 4 .1	Bleiberg	892	— 7 .4
St. Peter	1217	— 4 .0	Gottesthal	482	— 11 .8
Sacksenburg . . .	546	— 10 .1	Tröpolach	593	— 13 .7
Oberdrauburg . .	610	— 10 .2	Cornat	1040	— 0 .5
Berg	713	— 5 .3	Lienz	657	— 8 .7
Klagenfurt . . .	440	— 12 .4	Ober—Vellach . .	670	— 6 .5
Fellach	805	— 5 .8	Fleiss	2740	— 5 .7
Obir I	1060	— 2 .5	Tramsweg	1014	— 14 .8
Petzen	1484	— 0 .7	Rauris	1138	— 7°.4
Saifnitz	817	— 8 .5			
Raibl	981	— 3°.0			

Voici les observations correspondantes du 1er au 6 février à Vienne, 197 m, et au sommet du Schneeberg, 1440 m, près de la ville. La température donnée est la moyenne de 7^h et de 9^h.

Tableau 73.

Février 1876	1	2	3	4	5	6
Schneeberg.						
Baromètre 7^h A. M. . .	647.8	645.0	644.6	638.5	626.1	622.0
Température	— 1°.5	— 0°.6	— 0°.8	— 1°.7	— 6°.7	— 9°.4
Humidité %	48	55	57	64	100	92
Quant. des nuages . .	0	1	0	1	10	9
Vent	NE—NW	W	Calme	Calme	W	Calme
Vienne.						
Baromètre 7^h A. M. . .	757.2	754.4	754.5	748.1	736.3	730.0
Température	— 5°.3	— 5°.7	— 5°.2	— 6°.8	— 7°.2	— 7°.4
Humidité %	95	97	96	98	97	64
Quant. des nuages . .	10	10	10	10	10	6
Vent	Calme	Calme	Calme	S	SSE	Calme

On voit que non seulement la températurs mais aussi la sècheresse est très grande à la station supérieure.

Après avoir donné des tableaux qui font voir que la même chose s'est produit normalement chaque fois qu'un maximum barométrique a régné sur l'Autriche pendant les denières années, M. *Hann* prouve que sur les sommets des Alpes, l'air n'a pas sa température normale dans ce cas et présentent un excès de chaleur marqué. C'est pourquoi, il faut qu'il existe une source spécifique de chaleur pour produire cette haute température. Cette source ne doit pas être cherchée dans des vents du sud, *car il ne s'en présentait pas* et lorsqu'ils commencèrent ensuite à souffler, la température *baissa* à toutes ces stations.

»La météorologie moderne», dit-il, »admet q'au-dessus d'un maximum barométrique, l'air est animé d'un mouvement descendant. . . . La haute température et la sécheresse de l'air dans les stations de montagnes pendant un maximum barométrique s'expliquent de la manière la plus naturelle par cette descente de l'air, de sorte qu'il doit se produire des phénomènes parfaitement analogues à ceux qui accompagnent le »fœhn». A une certaine distance du sol, il faut naturellement que le mouvement descendant cesse et se transforme en un mouvement horizontal également lent. Dans cette partie de sa course, l'air est refroidi par le rayonnement calorifique; que favorise singulièrement l'extraordinaire diathermansie de l'air pur et sec. Ce grand refroidissement donne lieu au brouillard épais qui couvre la plaine en pareil cas».

Plus tard, en 1883, M. *Hildebrandsson*(1) s'est servi pour une étude analogue des observations qu'on a faites aux stations françaises de Clermont et du sommet du Puy-de-Dôme. Les observations de ces stations correspondantes, sont publiées journellement dans le Bulletin international de Paris, depuis le commencement de l'année 1877, et M. *Hildebrandsson* a calculé pour chaque jour des mois d'hiver, octobre—avril, depuis le 1er janvier 1877 jusqu'au 31 mars 1882, soit un total de trentetrois mois, les différences de température entre ces deux stations. A l'aide de la carte synoptique du Bulletin il a aussi déterminé la place de

(1) Distributions etc. 1883, p. 18.

Clermont par rapport aux maxima et aux minima barométriques. Les résultats de ces calculs sont consignés dans le tableau suivant.

Tableau 74.

Différences de température entre Clermont et Puy-de-Dôme.

Gradient vers le	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*
N	8.65	8.91	7.99	7.65	5.75
NW	8.88	7.71	6.40	4.40	— 0.16
W	8.00	6.51	3.80	2.48	— 2.21
SW	—	6.81	6.98	2.84	— 2.71
S	—	6.14	5.38	4.42	— 0.85
SE	—	6.07	6.60	6.85	3.36
E	—	8.17	8.11	7.20	6.19
NE	—	7.52	8.04	8.07	6.58

A = 6.15. *M* = 2.25. *Mx* = 2.06.

Ce tableau nous fait voir en premier lieu que *la différence de température atteint son maximum dans la proximité d'un centre de dépression et qu'elle diminue suivant que la pression barométrique augmente. Dans les parties intérieures d'un maximum elle change de signe de sorte que la température est plus haute au sommet du Puy-de-Dôme qu'a Clermont en moyenne.* — En somme: *à la surface terrestre nous trouvons (en hiver) la haute température dans le régime d'une basse pression et la basse température dans celui d'une haute pression; en haut c'est l'inverse qui à lieu, la température la plus basse se trouve au-dessus d'un minimum et la plus haute au-dessus d'un maximum.*

Puis il est évident que la direction du gradient exerce une influence visible sur la valeur de la différence dont nous nous occupons. *Quand la gradient est dirigé vers le nord ou l'est la différence atteint sa plus grande valeur, tandis qu'elle est minimum quand le gradient est dirigé vers le sud ou l'ouest.*

L'inversion remarquable des températures de l'air avec la hauteur pendant les hautes pressions barométriques a été étudiée en France pendant l'hiver froid de 1879—80. Cet hiver fut un

des plus rigoureux qu'on ait jamais éprouvés en France. (1) Le mois de novembre était déjà bien plus froid que d'habitude. Dès les derniers jours du mois, les moyennes diurnes ont été très basses, et cet état atmosphérique s'est continué jusqu'aux derniers jours de décembre. Dès le 3, le thermomètre descendait à — 13°,7 au Parc de Saint-Maur, le 9 à — 24°,2 et le 10, à 1 heure du matin, à — 25°,6. Après un peu de détente dans l'intensité du froid, le thermomètre redescendait le 17 à — 22°,0. Mais la moyenne la plus basse à été — 19°,1 le 9 (moyenne vraie des 24 heures). La moyenne de tout le mois était — 7°,95, ou à fort peu prés — 8°,0. La gelée à été continue du 26 novembre au 28 décembre, soit pendant 33 jours. Si on prend la moyenne de 31 jours, du 27 novembre au 28 décembre, cette moyenne serait — 8°,5. *Dans les montagnes on constatait une inversion:* au Pic du Midi le général *de Nansouty* a éprouvé un hiver très peu rigoureux. (2)

Mais le 29, le vent qui s'était jusqu'alors maintenu au nord et au nord-ouest est passé au sud, puis au sud-ouest en ramenant peu à peu la chaleur. Le dégel a duré du 30 décembre au 4 janvier seulement; alors une nouvelle période de 27 jours consécutifs de gelée a commencé, mais de gelée plus modérée.

Les cartes synoptiques nous ont appris qu'après la tempête qui, le 5 décembre, a traversé la France centrale de l'ouest à l'est, à partir du 7, une zone de hautes pressions, dépassant souvent 780 mm s'est établi dans toute l'Europe occidentale et centrale.

L'interversion de la température entre Clermont et le sommet du Puys-de-Dôme pendant ces jours remarquable à été étudiée par M. *Alluard.* (3)

Outre l'intensité et la durée du froid, l'hiver de cette année a présenté à Clermont et dans ces environs un autre caractère bien singulier, ce sont des brouillards épais et quelquefois très

(1) Renou: Note sur l'hiver de 1880. Ann. de la Soc. Mét. de France 1880, p. 43. L. Teisserenc de Bort: Étude sur les hivers. — Ann. du Bureau météorol. 1881. T. IV.

(2) *Fournet* avait déjà signalé des faits analogues autour de Lyon dans le rigoureux hiver de 1838.

(3) L'hiver de 1879—1880 à Clermont et au Puy de Dôme. — Ann. de la Soc. Mét. de France 1880, p. 46.

persistants qui ont paru vers le 7 décembre, puis entre le 14 et le 29 de ce mois, et surtout du 4 au 14 janvier. Ils ont été très remarquables, parceque dans ce pays ils sont rares. C'est une immense vallée courant du sud au nord, protégée à l'ouest par la chaîne des Dômes et a l'est par la chaîne de Forez; elle est très sèche relativement aux contrées qui l'entourent. Ce qui ajoutait à l'étonnement des habitants, c'est qu'on savait qu'au Puy de Dôme et sur les points élevés du département, *le ciel était sans nuages et que la température y était douce;* quelquefois même, il suffisait de monter sur les collines environnant Clermont ou bornant la Limagne, pour se trouver en plein soleil. Quand la Limagne est enveloppée de nuages et que le soleil brille au Puy-de-Dôme, il semble naturel qu'il fasse plus chand en haut qu'en bas, mais, en décembre, du 15 au 28, par un ciel découvert et tout à fait pur, les températures maxima ont été constamment plus élevées au Puy-de-Dôme qu'à Clermont: et comme, à la même époque les températures minima étaient aussi inversées, il en est résulté que pendant 15 jours, la température moyenne de la journée était plus élevée d'environ 10 degrés, à une altitude de 1100 m au-dessus de Clermont. Ainsi, le 26 décembre, à 8^h du matin, le thermomètre marquait — $15^0,6$ à Clermont, par un vent presque nul de nord-ouest, et $+ 4^0,7$, au sommet de la montagne, par un calme complet, — c'est à dire une différence énorme de $20^0,3$.

M. *Alluard* remarque, qu'il ne s'agit pas d'un phénomène accidentel, mais d'un phénomène général, c'est la fréquence de l'interversion de la température pendant la nuit dans les altitudes élevées. »Elle se produit», dit-il, »à l'observatoire du Puy-de-Dôme, à toutes les époques de l'année. Elle est peut-être un peu plus répétée en hiver qu'en été; mais cette année, pendant les froids rigoureux de décembre et de janvier, elle s'est accentuée davantage; dans l'intervalle de deux mois et demi, 51 nuits ont été moins froides au Puy-de-Dôme qu'à Clermont. Les différences sont souvent considérables; l'on en jugera par les nombres suivants.» (Tab. 75.)

»En janvier ces différences sont moins grandes, quoique notables, elles ne s'élèvent qu'à $10^0,3$. En février et en mars, les mêmes phénomènes se reproduisent encore.» . . . . .

Tableau 75.

Date	Minima		
	Clermont	Puy-de-Dôme	Différences
17 décembre	— 16°.7	— 2°.2	14°.5
21 »	— 13 .7	+ 3 .2	16 .9
24 »	— 13 .6	+ 2 .4	16 .0
27 »	— 15 .7	+ 3 .1	18 .8
28 »	— 14°.0	+ 3°.1	17°.1

»Les observations faites dans les deux stations de l'Observatoire du Puy-de-Dôme permettent d'établir cette règle générale: *Toutes les fois qu'une zone de hautes pressions couvre l'Europe centrale et surtout la France, il y a, dans nos climats, inversion de la température avec l'altitude.*»

»Naturellement cette interversion se manifeste surtout pendant la nuit, parce qu'alors on est à l'abri des perturbations produites par la présence du soleil au-dessus de l'horizon; mais elle se présente aussi pendant le jour quoique plus rarement cependant. On peut ajouter: les différences de température entre Clermont et le sommet du Puy-de-Dôme sont d'autant plus fortes que les hautes pressions sont plus considérables, et que l'atmosphère se trouve dans des conditions de plus grande stabilité.»

Le même phenomène fut aussi observé à des hauteurs moins grandes en France.

Dans le bassin de la Seine M. *G. Lemoine* (1) a moutré que les grands froids du mois de décembre 1879 ont été moins intenses dans les stations très élevées que dans celles d'une altitude ordinaire. (Tab. 76.)

Ce refroidissement moindre dans les hautes régions se trouve indiqué également par les températures les plus élevées atteintes dans les 24 heures. (Tab. 77.)

(1) Variations de la température avec l'altitude pour les grands froids de décembre 1878 dans le bassin de la Seine. — Ann. de la Soc. Mét. 1880, p. 52.

Tableau 76.

Stations	Plus basses températures minima		
	Altitude m.	Du 8—10	Du 16—18
Haut-Follin, sommet du Morvan	902	— 22°.5	— 13°.0
Les Coureaux	800	— 17 .0	— 13 .0
La Craisette	650	— 17 .0	— 17 .0
Les Settons (Nièvre)	596	— 18 .0	— 15 .2
Pannetière (Nièvre)	276	— 22 .0	— 22 .0
La Colancelle (Nièvre)	279	— 26 .5	— 24 .8
Clamecy (Nièvre)	147	— 25 .5	— 23 .0
Avallon (Yonne)	240	— 23 .2	— 22 .0
Tonnerre (Yonne)	140	— 27 .0	— 24 .0
Vassy (Haute-Marne)	183	— 21 .0	— 19 .8
Parc de Saint-Maur	39	— 24 .8	— 20 .9
Senlis (Oise)	61	— 26°.2	— 28°.0

Tableau 77.

Stations	Températures à 2h P. M.		
	le 9 décembre	le 10 décembre	le 11 décembre
Les Settons	— 6°.0	— 1°.5	— 3°.0
Pannetière	— 10 .0	— 9 .7	— 5 .0
Clamecy	— 12 .4	— 8 .1	— 8 .1
Avallan	— 12°.5	— 10°.0	— 8°.5

M. *Ch. André* (1) enfin a constaté la même inversion des températures aux environs de Lyon. L'observatoire de Lyon a fait des observations régulières au Parc de la Tête-d'Or (175 m) et au fort du Mont-Verdun (625 m) à 10 km de Lyon; tandis que M. *Maxime Benoît* en faisait à Saint-Irénée (240 m), faubourg de Lyon.

(1) Sur l'interversion des températures de l'air avec la hauteur. — Ann. ...c. Météor. 1880, p. 54. — Voir aussi: André, Sur la distribution des tem... ratures dans les couches inférieures de l'atmosphère. Cpts. Rend. Acad. Sc. ...ris. T. XCI, p. 927.

Tableau 78.

Décembre	Minima			Maxima		
	Parc	Verdun	St. Irenée	Parc	Verdun	St. Irénée
19	— 13°.8	— 10°.0	— 12°.7	— 3°.1	— 7°.4	— 2°.2
20	— 13 .6	— 5 .8	— 12 .2	— 1 .5	— 3 .8	— 2 .2
21	— 13 .1	— 4 .5	— 11 .5	+ 0 .8	— 0 .8	± 0 .0
22	— 13 .4	± 0 .0	— 11 .2	— 0 .6	+ 0 .4	— 0 .4
23	— 13 .5	— 3 .8	— 11 .7	— 1 .9	— 1 .2	— 0 .2
24	— 13 .7	— 3 .0	— 11 .6	— 1 .8	+ 5 .0	+ 0 .2
25	— 15 .6	— 1 .0	— 12 .8	— 3 .2	— 0 .4	— 1 .5
26	— 14 .8	— 5 .0	— 13 .9	— 5 .6	— 4 .0	— 1 .4
27	— 16 .3	— 6 .5	— 14 .5	— 4 .4	— 2 .6	— 4 .6
28	— 14 .1	— 1 .6	— 13 .3	— 2 .9	+ 2 .0	— 1 .0
29	— 12 .8	+ 3 .8	— 11 .5	+ 3 .8	+ 6 .4	+ 3 .2
30	— 0°.8	+ 1°.8	± 0°.0	+ 5°.5	+ 2°.5	+ 5°.5

Pour la Suisse M. *Billwiller* (1) a trouvé pour cette même haute pression en décembre 1879 les chiffres suivants. (Tab. 79.)

Ces tableaux font voir nettement et l'interversion de la température et la sécheresse extrême en haut qui l'accompagnait pour les jours pendant lesquels le centre du maximum barométrique est resté au-dessus de la Suisse.

M. *L. Sohncke* cite (2) un phénomène singulier qui fut causé par cette interversion extraordinaire de la température. Le 16 décembre on voyait vers midi en plein soleil au-dessus des tours de la cathédrale de Strassbourg un image renversé du batiment. C'était un mirage, de la même espèce que celui qu'on a observé quelquefois sur les mers polaires.

Il est intéressant de voir comment la variation de la pression de l'air change à des hauteurs différentes. Dans le tableau

(1) Temperatur- und Luftdruck-Verhältnisse in der Schweiz Während der Kälteperiode im December 1879. — Met. Zeitschr. 1880, p. 82.

(2) Witterungshältnisse des December 1879 in Baden. — Met. Zeitschr. 1880, p. 86.

Tableau 79.

Températures à 7h A. M. du 10 au 24 déc. 1879.

Décembre	Altstätten 478 m	Trogen 892 m	Gäbris 1253 m	Genève 408 m	St.Bernhard 2478 m
10	— 17.5	— 16.8	— 16.0	— 11.1	— 17.0
11	— 15.8	— 16.0	— 13.0	— 12.2	— 15.3
12	— 8.4	— 5.7	— 8.7	— 13.2	— 11.0
13	— 3.0	— 6.8	— 9.3	— 1.3	— 14.5
14	— 12.6	— 13.2	— 13.0	— 5.0	— 13.6
15	— 13.6	— 14.7	— 10.5	— 8.0	— 13.4
16	— 16.2	— 13.7	— 10.5	— 9.1	— 8.5
17	— 14.0	— 10.6	+ 1.4	— 8.7	— 7.0
18	— 16.8	— 12.6	+ 2.4	— 8.2	— 11.9
19	— 11.6	— 12.6	— 3.0	— 8.3	— 3.8
20	— 11.6	— 13.2	+ 1.0	— 6.4	— 3.0
21	— 11.4	— 5.8	+ 4.0	— 8.1	— 4.2
22	— 15.6	+ 1.8	+ 3.4	— 9.2	— 6.0
23	— 13.0	— 3.8	+ 1.6	— 7.0	— 4.8
24	— 12.0	+ 1.6	+ 7.0	— 8.8	— 3.9

Décembre	Vitznau 445 m	Rigi 1790 m	St. Gothard 2100 m	Neuchâtel 488 m	Chaumont 1128 m
10	— 10.8	— 11.4	— 16.0	— 14.1	— 16.0
11	— 9.8	— 13.2	— 16.0	— 12.6	— 11.6
12	— 4.8	— 8.6	— 13.0	— 13.5	— 6.6
13	— 2.0	— 10.8	— 14.0	— 3.5	— 7.4
14	— 4.8	— 11.2	— 13.0	— 7.1	— 12.0
15	— 7.8	— 9.4	— 19.0	— 11.1	— 13.0
16	— 8.6	— 1.2	— 7.0	— 14.3	— 2.5
17	— 7.0	+ 0.4	— 7.0	— 15.3	— 0.8
18	— 8.6	— 2.2	— 7.5	— 15.1	— 0.4
19	— 7.0	+ 1.0	— 3.5	— 13.1	— 7.8
20	— 5.3	— 0.2	— 4.0	— 11.1	— 0.6
21	— 5.0	+ 1.0	— 3.5	— 10.7	— 1.6
22	— 3.2	+ 2.2	— 4.0	— 9.1	+ 1.6
23	— 3.4	— 0.4	— 4.0	— 11.8	— 0.2
24	— 4.0	+ 3.2	± 0.0	— 8.1	+ 1.8

Tableau 80.

Moyennes diurnes de l'humidité relative.

Date	Neuchâtel 488 m	Chaumont 1128 m	Beatenberg 1150 m	Gäbris 1253 m	Rigi 1790 m
10	87	96	92	80	73
11	92	?	89	66	83
12	87	91	92	93	90
13	83	98	97	92	98
14	87	91	93	88	34
15	87	93	98	59	30
16	89	89	71	31	33
17	97	94	85	34	30
18	91	95	94	34	43
19	95	96	56	37	36
20	93	85	78	34	37
21	92	80	70	27	35
22	95	76	71	23	34
23	96	81	63	31	32
24	97	55	71	38	27
25	98	68	69	38	28
26	91	79	81	35	24
27	93	77	86	32	36
28	93	54	65	20	28

suivant nous donnons d'après M. *Billwiller* pour chaque jour *les écarts du baromètre à* 7^h *A. M. aux moyennes du mois* à Genève et au St. Bernhard. Les moyennes de décembre 1879 ont été pour Genève 737,0 et pour St. Bernhard 564,5 mm. (Tab. 81.)

On voit que la pression était relativement plus haute au St. Bernhard qu'à Genève du 16 au 26 décembre, c. à. d. pendant le temps qu'a duré l'inversion de la température et la grande sécheresse de l'air aux sommets des Alpes. M. *Billwiller* remarque que cet excès de pression aux stations supérieures est trop grand, pour être expliqué de la dilatation de l'air échauffé. Or, la cause en doit être *dynamique*. Dans un autre mémoire (1)

(1) Die verticale Temperaturvertheilung innerhalb barometrischer Maximal-Gebiete zu verschiedenen Jahreszeiten. — Met. Zeitschr. 1881, p. 89.

Tableau 81.

Date	Genève m.m.	St. Bernhard m.m.	Date	Genève m.m.	St. Bernhard m.m.
10	2.0	— 3.6	19	2.8	4.0
11	1.2	— 2.7	20	1.9	5.4
12	5.4	2.3	21	1.8	6.3
13	3.2	0.7	22	6.3	8.6
14	3.7	0.4	23	10.8	10.6
15	1.3	— 0.6	24	8.0	10.1
16	2.7	4.1	25	6.4	7.3
17	1.2	3.3	26	4.7	6.3
18	2.1	2.6			

M. *Billwiller* a donné de nombreux exemples de ce phénomène, et il a bien constaté *que l'excès de la pression est notablement plus grand aux stations supérieures qu'aux stations inférieures quand le centre d'un maximum barométrique est situé au-dessus des Alpes.*

Dans ce mémoire M. *Billwiller* a étudié plusieurs maxima barométriques qui ont passé au dessus des Alpes en 1880. La même inversion de la température a été retrouvée toujours. Cependant, en été elle est seulement observée pendant la nuit. Au milieu du jour quand le sol est fortement échauffé le phénomène disparaît. P. ex. le 16 juillet on a observé les températures suivantes à 7^h A. M., 1^h et 9^h P. M.

Tableau 82.

	7^h	1^h	9^h
Altstätten	18°.2	29°.4	22°.1
Gäbris	19 .0	22 .0	19 .6
Neuchâtel	18 .5	29 .0	23 .0
Chaumont	19°.7	24°.7	21°.0

Il y a une inversion de la température à 7^h du matin seulement. Mais pendant la nuit elle devient bien marqué, comme on le voit par les températures minima suivantes.

Tableau 83.

		Juillet	14	15	16	17
Neuchâtel	min.	. . . . .	9°.9	9°.9	11°.8	13°.7
Chaumont	»	. . . . .	12 .6	15 .0	17 .2	16°.8
Clermont	»	. . . . .	15	11	12	14
Puy-de-Dôme	»	. . . . .	12	16	14	14

Nous nous sommes étendus assez longuement sur les observations de décembre 1879, mais il est bien rare que les phénomènes dont il s'agit se présentent avec une telle netteté et les recherches faites alors sont par conséquent fondamentales. Il fut donc bien constaté qu'il y a toujours, à l'exception des jours d'été, *une inversion de la température avec la hauteur dans l'intérieur d'un anticyclone,* les plaines et surtout les vallées étant plus froides et les sommets plus chauds qu'à l'ordinaire. Par les recherehes de M. *Hildebrandsson* (voir Tab. 74, p. 107) il a été aussi établi que *cette inversion a lieu principalement sur le versant occidental, ou à l'ouest du centre d'un maximum,* et de plus, *qu'au-dessus d'une dépression la température décroit avec la hauteur plus vite qu'à l'ordinaire.*

Cette inversion de la température pendant les hautes pressions a été plus tard constaté par des observations de même nature faites indépendamment en plusieurs pays, surtout par les observations intéressantes de M. *Clayton* en Amérique, (1) et du Rév. P. *Marc Dechevrens* à Zi-Ka-Wei en Chine. (2)

Nous donnons ici les beaux résultats trouvés par le P. *Dechevrens* en calculant pour les hivers la température moyenne correspondante à chaque pression barométrique observée à la même station. (Tab. 84.)

(1) Publiées dans le journal Américain Science, août 1886.

(2) L'inclinaison des vents avec un appendice sur les courants verticaux dans les cyclones. — Zi-Ka-Wei 1886, et Sur les variations de température observées dans les cyclones. — Zi-Ka-Wei 1887.

Tableau 84.

Zi-Ka-Wei 7 m (1879—83)		Tshang-kia -tchouang 30 m (1882—83	Clermont 388 m (1879—81)		Puy-de -Dôme 1467 m (1879—81)		Pic du Midi 2366 m (1881—85)		Pikes Peak 4313 m (1879—83)	
780	— 3°.5	— 5°.8	744	— 8°.9	656	1°.8	552	— 4°.8	460	— 11°.3
78	— 0.7	— 4.3	40	— 7.2	52	2.4	48	— 2.2	56	— 10.9
76	0.4	— 4.0	36	— 5.6	48	— 1.1	44	— 4.3	52	— 12.0
74	2.0	— 3.9	32	— 2.5	44	— 1.2	40	— 6.8	48	— 14.4
72	2.9	— 3.2	28	— 0.7	40	— 2.9	36	— 8.7	44	— 17.3
70	4.3	— 2.6	24	— 1.1	36	— 2.6	32	— 9.4	40	— 20.1
68	5.2	— 1.9	20	0.2	32	— 3.7	28	— 11.1	36	— 23.4
66	7.3	— 1.3	16	0.2	28	— 3.4	24	— 13.5	32	— 22°.5
64	7.8	0.1	12	2.5	24	— 4.9	20	— 14°.9		
62	9.0	0.9	0.8	2°.3	20	— 3.5				
60	10.4	3.1								
58	13.°4	4°.5								

M. le P. *Dechevrens* en tire les conclusions suivantes: »*Durant le passage d'une dépression atmosphérique comptée à partir des plus hautes pressions qui la précèdent immédiatement jusqu'au minimum barométrique observé à son centre, la température de l'air subit des variations qui sont de sens opposés au niveau de la mer et dans les couches supérieures à une altitude d'environ 1000 à 2000 mètres. Les froids sont le partage des plaines dans les hautes pressions; ils sont propres aux montagnes dans le centre de la dépression*».

Le P. *Dechevrens* a depuis ce temps publié plusieurs mémoires sur cette question. (1) Aussi à l'aide des cartes du Bulletin International de Paris et d'autres documents il prouve »que normalement la température s'éléve dans un cyclone et s'abaisse dans un anticyclone, mais que ce n'est pas au centre des basses

(1) Les variations de la température de l'air dans les cyclones et leur cause principale. — Memorie della Pontif. Accad. dei Nuovi Lincei. T. XIV. 1898. — Deux mémoires différents intitulés: Les variations de température de l'air dans les tourbillons atmosphériques et leur véritable cause. — Revue des questions scientifiques. Louvain 1898 et 1899.

pressions qu'on observe le maximum de température, ni au centre des hautes pressions qu'on trouve le minimum de température», résultats tout-à-fait d'accord avec ceux trouvés ailleurs (voir plus haut p.p. 81—87). Il se plaint que ses résultats n'aient pas été apréciés par les météorologistes autant qu'ils l'auraient mérité. S'il y en est ainsi, cela vient probablement de son explication théorique de ces faits si bien observés, explication qu'on ne peut guère admettre.

»L'étude suivie et attentive», dit-il, »des cartes du temps m'a confirmé dans l'opinion que je m'étais faite dès 1886 des mouvements généraux de l'atmosphère dans les cyclones et des conséquences qui en résultent pour la température de l'air dans le sens vertical. J'ai dit à cette époque: 1° que l'air descendant dans l'anticyclone, en sort en courants divergents et que c'est à cette divergence principalement qu'il faut attribuer le froid habituel à ces systèmes de hautes pressions — 2° que l'air ascendant dans le cyclone y arrive en courants convergents et que c'est à cette convergence principalement qu'il faut attribuer la température relativement élevée propres à ces systèmes de basses pressions. Comme conséquence immédiate encore de ces mouvements généraux j'ai avancé qu'au-dessus de 1200 à 1500 m d'altitude la dispersion des masses élevées dans le cyclone devait avoir pour conséquence un abaissement de la température, tandis qu'au-dessus de l'anticyclone l'accumulation des masses d'air appelées à y descendre devait y produire une augmentation de chaleur.» Il a reproduit à diverses reprises cette explication, et dans son mémoire le plus récent (1899, p. 23) il ajoute: »Un tourbillon dans lequel, pour une raison ou pour une autre, les concentrations pour le cyclone, les expansions d'air pour l'anticyclone, perdent de leur intensité première, surtout si elles viennent à cesser presque absolument, est apte aussitôt à prendre la température contraire à celle qui lui convient à l'état normal».

Évidemment cela n'est pas, comme dit l'auteur, »une application des plus simples des lois de la thermodynamique», au contraire il est en opposition directe avec ces lois. Si les courants convergents à la base d'un cyclone s'échauffaient de cette manière il faudrait qu'*ils fussent comprimés*. Au contraire en réalité ils sont *dilatés* étant *aspirés* vers une pression plus basse. On sait que

Ferrel a considéré le *refroidissement causé par cette dilatation* en traîtant la théorie des Tornados et des trombes. Dans les grands cyclones ce refroidissement est inappréciable étant masqué par d'autres circonstances causant une élévation de température, mais dans les Tornados et les trombes avec leur gradients énormes c'est précisement ce refroidissement par dilation qui est la cause de la condensation de la vapeur d'eau qui s'étend jusqu'à la surface terrestre.

M. *Dechevrens* combat l'opinion qui attribue en partie à leur lieu d'origine la température des vents différents. »Dans un tourbillon, où toutes les masses sont brassées, les courants n'ont pas», selon lui, »à proprement parler de lieu d'origine; ils dérivent les uns des autres tout naturellement, et acquièrent une température en rapport avec la part qu'ils prennent au tourbillonnement d'ensemble». Selon notre opinion on ne peut pas admettre que le même air soit mené en cercle tout autour le centre d'un minimum en Europe, où les dépressions ont souvent un diamètre de plusieurs degrès. L'air rasant le sol monte rapidement en haut. Nous avons àussi vu plus haut (p. 86) comment la distribution de la température selon les gradients différents varie avec les saisons selon les variations dans la direction des isothermes.

Il a comparé aussi pour plusieurs stations les variations de la température, de la pression et de la nebulosité en hiver. De là il a trouvé que pendant les plus grands froids accompagnés d'une haute pression le ciel est souvent parfaitement couvert, et il en conclut que la radiation terrestre n'est pas la vraie cause du refroidissement de l'air. Mais on sait que par un froid intense la plaine et les vallées sont couvertes d'un brouillard ou de nuages très bas, mais assez élevés cependant pour que l'observateur à une station basse doive noter »ciel couvert». Mais à une station un peu plus élevée le ciel est à ce moment tout à fait clair. Des recherches nombreuses, faites surtout en Autriche, (1) ont prouvé que le froid est toujours intense pendant le régime d'un maximum barométrique dans les fonds des vallées fermées, *à quelque hauteur qu'elles soient situées,* et qu'elles sont alors remplies ordinairement de brouillard rappelant un lac.

(1) Voir Met. Zeitschr. 1870, p. 518; 1876, p. 1 et 132; 1880, p. 78; etc.

Enfin le P. Deschevrens parait négliger systématiquement l'effet de l'écran de vapeur quand il n'y a pas de nuages. Nous ne pouvons pas partager cette opinion. Sans discuter des expériences de physiques nous citons seulement ici le fait climatologique bien connu que la variarion diurne de la température dépend à un haut degré de la quantité de vapeur d'eau présente en atmosphère. Par exemple M. *Strachey* (1) a calculé les différences *Δ* de la température à $6^h,30$ P. M. et à $6^h,30$ le matin suivant, pour des tensions différentes de la vapeur d'eau, T, pendant les nuits parfaitement claires à Madras:

T	22,4	18,0	15,4	11,0	mm.
Δ	$3^0,7$	$5^0,7$	$6^0,7$	$9^0,2$	C.

De même M. *J. R. Sutton* (2) a trouvé pour des nuits sereines à Kimberley la relation suivante entre l'humidité relative, P, à 8^h P. M. et la différence de la température à 8^h P. M. et à minuit, *Δ*.

P	25—39	40—49	50—59	60—69	au-dessus de 70	%
Δ	$10^0,3$	$8^0,8$	$7^0,6$	$7^0,2$	$6^0,0$	C.

L'influence de la vapeur d'eau sur la variation de la température est en effet très évidente.

M. *Hann* (3) a trouvé la même relation entre la pression et la température pour les sommets autrichiens Sonnblick et Schafberg pendant l'hiver 1886—87. (Tab. 85.)

Tableau 85.

Pression moy. à Sonnblick mm	509.1	515.5	523.2	529.3
Température correspondante:				
Sonnblick	— 16°.4	— 15°.1	— 11°.5	— 7°.7
Schafberg	— 9°.0	— 6°.6	— 2°.8	+ 1°.4

(1) On the action of aqueons vapour on terrestrial radiation. — Philos Mag. T. 32. 1866, p. 84.

(2) Aqueous vapour aud temperature. — Symons Met. Mag. 1895, p. 104.

(3) Resultate der meteorologischen Beobachtungen auf dem Sonnblick (3090 m). Januar und Februar 1887. — Meteor. Zeitschr. 1887.

Ainsi là haut une baisse barométrique est accompagnée d'une baisse thermométrique.

Nous ne discutérons pas ici les objections faites par M. *Allen Hazen* et d'autres. L'objection la plus grave est celle de M. *Hann* (1) lui même. »Les températures basses», dit-il, (p. 10), »qui, selon les calculs de M. *Dechevrens* et de moi-même, accompagnent les basses pressions aux sommets des Alpes signifient en effet seulement qu'il existe *aux sommets mêmes* une telle concordance entre les températures et les hauteurs barométriques. Mais on sait que la pression barométrique sur un sommet est *elle même une fonction de la température des couches inférieures,* et il en suit qu'une baisse barométrique est, au moins en partie, *une suite* d'une baisse de la température». Nous avons vu plus haut que M. *Köppen* a prouvé que le centre d'une dépression est en haut déplacé vers le coté le plus froid.

M. *Hann* a donc calculé l'effet d'une baisse de la température moyenne t d'une colonne d'air de la hauteur h sur la pression barométrique b au point supérieur par la formule

$$db = \frac{b \cdot h}{29{,}3 \cdot T^2} \cdot dt,$$

où T est la température absolue de la colonne. (2) Pour le Sonnblick on a

$$db = \frac{521 \cdot 2700}{29{,}3 \cdot (274)^2} \cdot dt = 0{,}64\ dt,$$

2700 étant la hauteur du Sonnblick au dessus des stations de la plaine. Pour la hauteur absolue au dessus de la mer 3093 m on trouve 0,73 . dt.

Par conséquent une baisse barométrique d'un millimètre au sommet du Sonnblick corresponde à une baisse de la température moyenne des couches inférieures de $1^0{,}6$ à peu près.

Mais en l'hiver 1886—87 M. *Hann* avait trouvé qu'une baisse de 20 mm avait été accompagnée d'une baisse thermométrique de $8^0{,}7$. Évidemment cette baisse de 20 mm est beaucoup trop

(2) Ueber die Beziehung Zwichen Luftdruck- und Temperatur-Variationen auf Berggipfeln. Meteorol. Zeitschr. 1888, p. 7.

(1) Cette formule a été indiquée par M. Hann déjà en 1879. Met Zeitschr. 1879.

grande pour qu'elle puisse être l'effet d'un refroidissement de 8°,7; même si toute la colonne d'air avait été refroidie à cette température ce qui est impossible, cela aurait donné 5,5 mm tout au plus.

Ainsi, la baisse de la température ne suffit pas à expliquer la baisse barométrique. Or, il s'agit d'un effet dynamique: *la baisse de la température est l'effet de la dilatation de l'air au-dessus du régime d'un minimum barométrique.*

En effet, M. *Hann* a calculé les températures moyennes correspondantes aux différentes pressions barométriques *à la surface de la mer* pour les stations Sonnblick (3093 m), Säntis (2500 m), Obir (2044 m), Ischl (467 m), Zell am See (745 m) et Laibach (298 m), pour l'année oct. 1886—sept. 1887.

Nous donnons ci-dessous les résultats pour l'hiver (Déc., Janvier et Février) et pour l'été (Juin, Juillet et Août).

Tableau 86.

Pression de l'air au niveau de la mer millim.	Températures à 7h A. M.					
	Sonnblick	Säntis	Zell am See	Ischl	Obir	Laibach
			Hiver			
741—55 .	— 13°.2	— 10°.2	— 4°.2	— 2°.8	— 6°.3	+ 0°.9
56—60 .	— 13 .5	— 10 .1	— 5 .5	— 1 .5	— 7 .0	— 0 .4
61—65 .	— 17 .4	— 13 .5	— 7 .1	— 4 .5	— 11 .4	— 5 .5
66—70 .	— 15 .1	— 10 .3	— 10 .4	— 5 .9	— 8 .7	— 4 .5
71—80 .	— 12 .3	— 6 .9	— 12 .3	— 6 .5	— 7 .5	— 8 .9
			Été			
741—55 .	— 5 .9	— 2 .5	+ 4 .8	+ 7 .4	+ 1 .8	+ 9 .8
56—60 .	± 0 .0	+ 3 .6	+ 12 .1	+ 14 .6	+ 7 .1	+ 15 .4
61—65 .	— 0 .4	+ 4 .7	+ 12 .9	+ 15 .1	+ 7 .1	+ 17 .1
66—70 .	— 2°.5	+ 3°.8	+ 10 .5	+ 11°.7	+ 4°.7	+ 14°.2
71—80 .	—	—	—	—	—	—

On voit qu'en hiver sur les sommets les plus hauts, Sonnblick et Säntis, la température la plus élevée arrive avec les plus hautes pressions, tandis que les vallées ont en même temps le plus grand froid. La plus haute pression est même accompagnée de la même

température moyenne à 7^h A. M. sur le Sonnblick et dans la vallée Zell am See. Celle-ci, comme Ischl et Laibach, ont des températures qui baissent régulièrement quand le baromètre monte.

Sur les sommets les températures sont en hiver les plus basses à une pression intermédiaire.

En été la plus basse pression correspond partout à la température la plus basse. On voit immédiatement par le tableau précedent, *qu'en été toute la masse d'air depuis le sol jusqu'à une hauteur plus grande que celle du Sonnblick a une température beaucoup plus basse pendant le régime d'un cyclone que pendant celui d'un anticyclone.* Par conséquent, la différence de température, ou de poids spécifique de l'air n'est pas *la cause* de la pression basse dans les minima et haute dans les maxima. Cette différence de pression dépend donc de causes *dynamiques.*

Ce résultat important, étant de nature a renverser le fondement de presque toutes les théories admises(2) jusqu'ici relativement la formation et la propagation des dépressions barométriques devait être appuyé par des preuves plus directes.

M. *Hann* les a données. Dans un mémoire classique(1) il a discuté les observations faites pendant le maximum du 14 au 23 novembre 1889 et le minimum du 1er octobre de la même année. (Pl. III hors texte.)

Déjà le 6 novembre un maximum régnait sur l'Atlantique et les côtes de la France et de l'Angleterre. Il resta dans cette position jusqu'au 10 novembre en s'étendant peu à peu vers le centre de l'Europe. Au 12 le centre était sur les Alpes de la Suisse et de l'Autriche, et il restait presque immobile pendant 13 jours. La carte ci-jointe fait voir les isobares moyennes du 14—23 novembre. Les observatoires des sommets du Sonnblick et de l'Obir se trouvaient dans la région centrale entourées de l'isobare 780 mm au niveau de la mer. Comme à l'ordinaire il régna à la surface terrestre une température beaucoup plus basse que la moyenne du mois. La moyenne des jours en question à

(1) Das Luftdruck Maxmum vom November 1889. Mémoires de l'Acad. Imp. et Roy. des Sciences à Vienne, 1890.

(2) Il faut en excepter celles qui ont été prononcées en France depuis les travaux de l'observatoire de Paris (1864) et suivant lesquelles les cyclones sont des tourbillons formés dans les courants généraux de l'atmosphère.

7^h du matin était + 1° à Turin, Florence, Zurich, Prague, Vienne et Szegedin, + 2° à Kieff et St. Pétersborg, + 3° à Rome et Berlin. Dans les vallées alpestres, à une altitude de 400 m environ, près du centre de l'anticyclone, la température moyenne était à peu près — 2°. Le tableau suivant contient les observations faites à 12 stations de montagne, et les dernières colonnes donnent les pressions barométriques et les températures réduites à la hauteur de 2500 m.

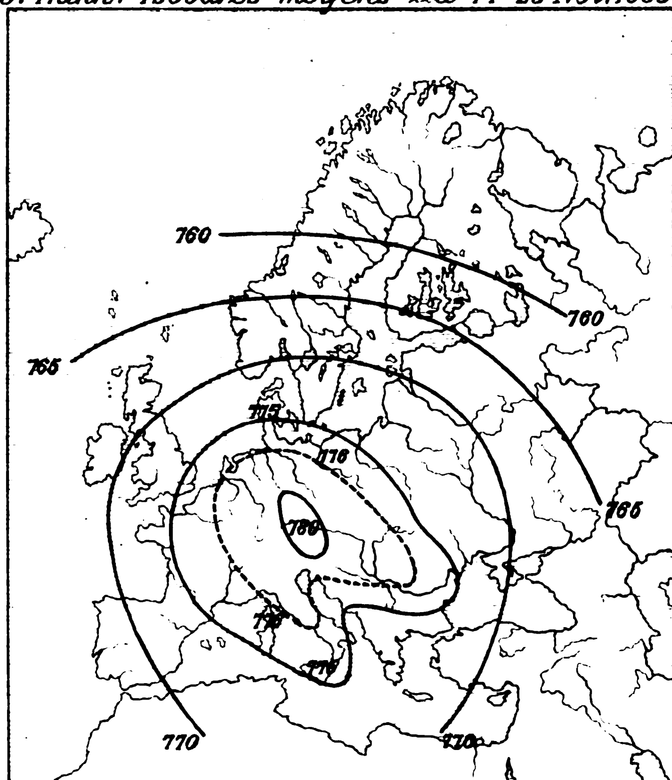
Tableau 87.

Stations	Altitude en mètres	Pression de l'air	Température	Vent	Quant. de nuages (0—10)	Réd. à 2500 m	
						Pression de l'air	Temp.
Pic du Midi	2859	546.2	— 1°.6	S_0	0.0	571.3	+ 0°.3
Puy de Dôme	1467	648.5	+ 4 .9	S_3	0.3	570.8	— 0 .2
St. Bernhard	2476	574.8	— 1 .5	NE_0	0.0	573.0	— 1 .5
St. Gotthard	2100	602.3	— 1 .8	N_0	0.0	572.6	— 3. 8
Schneeberg (Tirol) . .	2366	582.0	— 0 .5	E_1	0.0	572.3	— 1 .2
Säntis	2500	572.7	+ 0 .5	W_0	1.1	572.7	+ 0 .5
Wendelstein	1727	629.6	+ 3 .3	SSE_0	0.0	572.1	— 0 .5
Schafberg	1776	626.1	+ 1 .2	W_1	2.9	571.9	— 2 .4
Sonnblick	3100	530.5	— 4 .9	NNE_1	0.2	572.6	— 1 .3
Obir	2044	605.6	+ 1 .4	N_2	0.1	572.2	— 0 .9
Schneeberg (Autriche).	1462	649.8	+ 2 .2	WSW_0	0.2	570.7	— 3 .0
Schneekoppe	1610	637.3	± 0°.0	WNW_2	3.0	569.8	— 4 .4

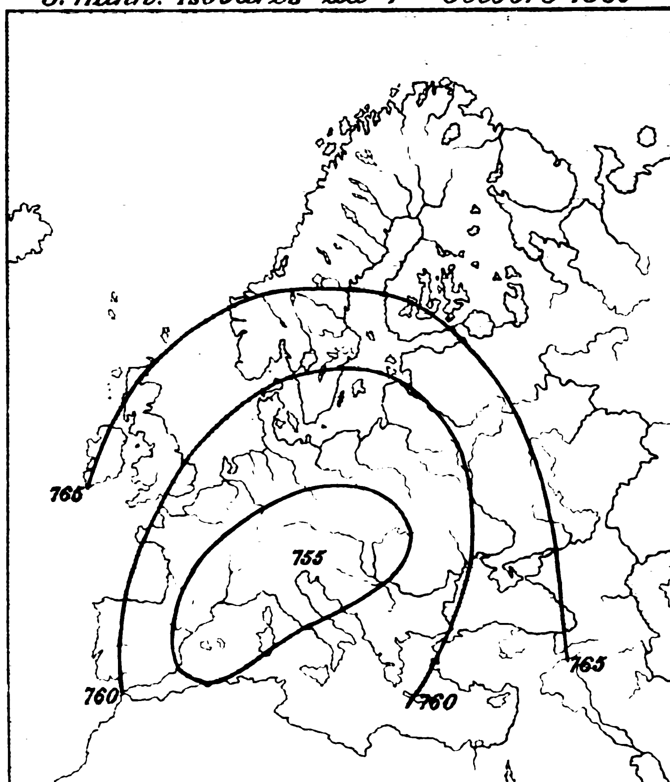
On voit immédiatement par ce tableau deux choses importantes: 1° le centre du maximum barométrique qui regnait à la surface terrestre se retrouvait aussi à la hauteur de 2500 m au-dessus des Alpes et 2° il y avait une inversion des températures de l'air avec la hauteur. En effet, la température moyenne dans les vallées était, comme nous l'avons dit, environ — 2°, et à 2500 m elle n'était que — 1° à peu près, sauf à quelques sommets situés vers les bords de l'anticyclone.

Ce maximum était remarquable à un autre point de vue. Le sol était encore sans neige, même dans les vallées alpestres, et sa température ne baissait que sous l'influence du maximum qui

J. Hann: Isobares moyens du 14–23 Nov. 1889.



J. Hann: Isobares du 1er Octobre 1889



s'approcha graduellement de l'océan. Par conséquent il est impossible cette fois d'admettre que le refroidissement du sol couvert de neige ait causé le maximum barométrique. Au contraire, immédiatement avant la hausse barométrique la température avait été considérablement au-dessus de la moyenne, et c'était la radiation à travers l'air pur et très sec, qui a causé le refroidissement du sol.

En effet, il régnait presque dans toutes les stations une sécheresse très grande. Seulemeut sur le sol fortement refroidi il se formait une mer de brouillard d'une épaisseur relativement petite. Voici quelques exemples:

Tableau 88.

Stations	Humidité			
	Tension mm (moyenne)	Hum. Relative		
		7h	2h	9h
Chaumont	3.2	48	31	35
Genève	4.4	90	83	92
Säntis	1.9	39	34	29
Glarus	4.0	97	89	98
Wendelstein	1.2	15	21	15
Munich	3.9	97	92	100
Sonnblick	1.7	38	46	44
Ischl	3.8	98	81	94

L'air froid et humide qui couvrait le sol à une hauteur, qui ne dépassait guère quelques centaines de mètres, était bien limité à sa surface supérieure qui formait en même temps la surface de la mer de brouillard. Elle subit des oscillations lentes et les stations situées justement à cette hauteur, comme Heiden à l'altitude de 800 m au dessus de la mer, près du Lac de Constance, montrèrent des variations brusques de température. On notait à cette station -1^0 quand elle était enfoncée dans le brouillard, et immédiatement après $+5^0$ quand le niveau de la mer brumeuse s'était abaissé au-dessous de la station. De telles variations brusques ont été observées plusieurs fois à d'autres

occasions. Les observations faites à Trogen (890 m) par M. *Wanner* pendant le grand maximum qui régnait sur la Suisse en décembre 1869 sont très intéressantes à cet égard.

Tableau 88.

1869, 6 déc.	7h A.M.	Midi	1h P.M.	2h	3h	4h	5h	6h	7h
Température	+7°.8	+10°.2	+10°.0	−4°.6	+4°.3	+4°.1	−4°.3	+8°.8	−4°.2
Humidité %	40	30	30	100	85	41	100	29	96

Le 26 février 1892 pendant un temps analogue on observa — 14°,5 au bord de la rivière, le Fyris, à Upsal, — 13°,4 à l'observatoire à une hauteur de 24 m et — 4°,0 au chateau quelque mètres plus haut mais justement au dessus de la couche mince de brouillard.

Pendant le maximum qui nous occupe l'anomalie thermique était environ — 3° aux stations basses entre Genève et Vienne et presque partout aux sommets les plus hautes + 8°, c'est à dire une différence de 11° entre les sommets et les plaines. Mais comme la couche froide n'avait qu'une épaisseur de 300 à 500 m il est évident que la masse d'air située entre le sol et une hauteur de 3100 m avait en moyen une température de 6° au dessus de la moyenne. Par conséquent *il faut que la haute pression et le mouvement descendant soit l'effet de causes dynamiques.* Le poids spécifique de l'air, étant plus petit qu'à l'ordinaire, aurait dû produire un mouvement ascendant cyclonique.

Les dépressions barométriques passent rarement au dessus des Alpes. Cependant au 1er octobre 1889 une grande dépression, couvrant toute la partie centrale de l'Europe, (Pl. III.) avait son centre exactement au-dessus de cette régions. Les températures moyennes du 1er octobre étaient les suivantes. (Tab. 89.)

Comme dans les recherches antérieures la plus grande anomalie se trouve vers les hauteurs de 1700 m.

Tableau 89.

Stations	Altitude mètres	Température	Anomalie
Kremsmümter	380	+ 8°.7	— 2°.5
Salzburg	440	+ 8 .5	— 2 .8
Zell am See	750	+ 6 .6	— 3 .0
Rauris	950	+ 5 .5	— 3 .6
Kolm Saigurn	1620	+ 1 .7	— 5 .3
Schafberg	1780	— 0 .2	— 5 .6
Schmittenhöhe	1950	— 0 .3	— 4 .8
Scheeberg (Tirol)	2370	— 2 .1	— 4 .7
Sonnblick	3100	— 6 .5	— 3 .8

D'après ce tableau et le précedent M. *Hann* a calculé les températures suivantes.

Tableau 90.

Altitude (Hectomètres) . . .	5	10	15	20	25	30	35
Cyclone du 1 octobre . . .	+7°.9	+5°.1	+2°.3	—0°.6	—3°.4	—6°.2	—9°.1
Anticyclone du 19—23 nov.	—2°.7	+6°.3	+4°.4	+2°.5	+0°.6	—1°.3	—3°.2 (1)

De là il trouve pour la température moyenne d'une colonne d'air entre 500 et 3500 m de hauteur

minimum du 1er Octobre . . . . — 0°.6
maximum du 19—23 Novembre . . . . . + 1°.6

Ainsi *l'air dans le maximum était plus chaud que l'air dans le minimum.*

En réalité la différence est plus grande encore, car pour le minimum il a employé les températures moyennes du jour et pour le maximum les températures à 7^h du matin. De plus le maximum est arrivé un mois et demi plus tard, c'est à dire pendant une saison plus froide.

(1) M. *Omond* a recemment prouvé que cette anomalie de la température est la cause principale de la variation dans la hauteur d'une montagne calculée par la formule barométrique. Évidemment la température moyenne de la colonne d'air diffère alors considérablement de la température moyenne de la base et du sommet. — (Change of temperature with height during anticyclones on Ben Nevis, and at some continental stations. — Journal of the Scottish Met. Soc., ser. III. V. XI. N° XIII, p. 65.)

M. *Hann* conclut de ces recherches que les cyclones et les anticyclones sont produits par des causes dynamiques, par les grands mouvements de l'atmosphère, et non par des différences thermiques des masses d'air mises en mouvement, ces différences étant elles mêmes l'effet des mouvements ascendents et descendants dans les cyclones et dans les anticyclones. Cet important travail a apporté un appui très considérable à ceux qui soutiennent comme presque tous les météorologistes français depuis *Marié-Davy, Sonrel. de Tastes,* etc. que les cyclones sont des tourbillons formés dans les courants généraux (voir T. I. Chap. VI).

---

5. Nébulosité, Pluie, Brouillard.

I. Pour la **nébulosité** dans les minima suivant diverses directions du gradient les résultats ci dessous sont trouvés par MM. *Hildebrandsson, Krankenhagen* et *Åkerblom:*

Tableau 91.

		N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
Upsal	L'hiver	6.3	8.7	9.2	9.6	9.4	9.5	5.7	3.6
	L'été	6.2	7.1	8.1	8.8	9.0	9.0	6.4	3.5
Swinemünde	L'hiver	8.8	8.3	8.0	8.8	10.0	9.0	8.5	7.8
	L'été	7.8	7.6	6.3	5.5	8.8	9.0	8.3	8.3
Vienne	L'hiver	7.4	7.2	8.8	9.5	9.1	9.1	8.0	6.6
	L'été	3.6	3.4	4.7	6.9	7.7	8.5	6.6	6.8
Thorshavn	L'hiver	7.2	8.1	8.6	8.9	9.6	7.6	6.5	5.2
	L'été	7.9	7.9	8.7	8.8	9.0	8.2	8.2	7.6

De plus M. *Köppen* (1) a calculé la nébulosité dans les minima pour les diverses *directions du vent* à St. Pétersbourg. Il a trouvé

Tableau 92.

Dir. du vent	N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
L'hiver	9.4	7.5	7.3	8.5	9.3	10.0	10.0	10.0
L'été	7.1	4.6	7.1	6.2	7.9	7.7	7.6	8.5

(1) Ueber die Abhändigkeit des klimatischen Charakters der Winde von ihrem Ursprunge. — Wild's Repertorium für Meteorologie. Bd. IV. 1874.

Fig. 16. Proportion de nébulosité à Upsal. (L'hiver.)

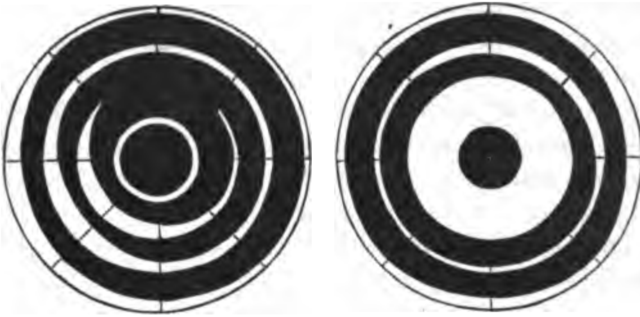


Fig. 17. Proportion de nébulosité à Vienne. (L'hiver.)

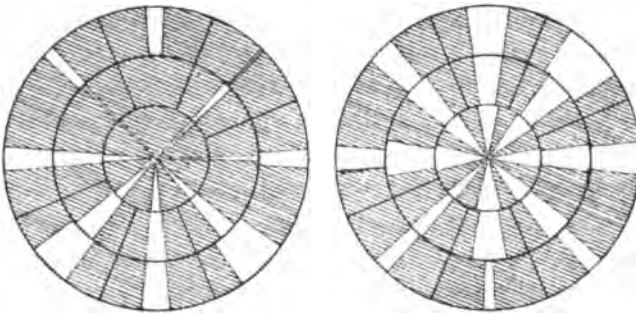
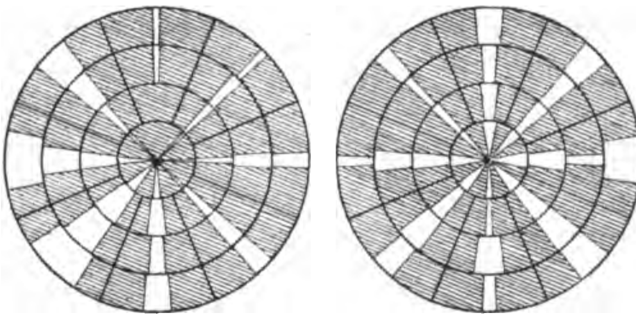


Fig. 18. Proportion de nébulosité à Thorshavn. (L'hiver.)



Or, à Upsal, à Swinemünde, à Thorshavn et à St. Pétersbourg on trouve le ciel le plus couvert au nord du centre des cyclones par des vents d'est ou de NE. A Vienne, en hiver, la plus forte

nébulosité se produit avec des gradients dirigés vers le SW, tandis que le ciel est le moins couvert avec des gradients dirigés vers le NE. En été, au contraire, les gradients vers le sud-est occasionnent en général, les plus fortes nébulosités, et les gradients vers le NW un minimum de nuages très marqué.

L'aire centrale d'un maximum (Mx) se distingne généralement par un ciel clair, comme la partie centrale (A) d'un minimum par un ciel couvert, surtout en été. Du reste la nébulosité autour d'un maximum présente des irrégularités à des station différentes. La différence entre les cyclones et les anticyclones dépend entre autres du fait, que pour la même direction de gradient le vent pénétrant dans l'intérieur d'un cyclone vient d'autres régions que celui qui s'éloigne du centre d'un anticyclone, quoique la direction du vent soit la même dans les deux cas. Nous avons vu plus haut comment l'humidité de l'air est variable en différentes localîtés sous le régime d'un maximum.

En été, la quantité des nuages diminue régulièrement, quand la pression barométrique augmente. A Vienne, à St. Pétersbourg et à Swinemünde cela est vrai aussi pour l'hiver, mais à Upsal et à Thorshavn la quantité des nuages est sensiblement la même en hiver pour toutes les zones. A Thorshavn la nébulosité moyenne est la même en hiver qu'en été, tandis qu'en Europe en général on constate une nébulosité beaucoup plus grande en hiver qu'en été.

M. *Kassner* a trouvé les résultats suivants dans son mémoire cité plus haut(1) pour les différents quadrans d'un minimum.

Tableau 93.
(4 = couvert, 0 = clair.)

Distance	Terre				Côtes				Mer			
du centre	N	E	S	W	N	E	S	W	N	E	S	W
0— 444 km . . .	3.7	3.7	3.5	3.5	3.6	3.5	3.3	3.8	3.2	3.4	3.4	3.5
444— 888 » . . .	3.6	3.8	2.9	2.5	3.4	3.6	2.8	2.7	3.4	3.2	2.7	3.1
888—1332 » . . .	—	—	—	—	(4.0)	3.6	2.4	2.3	(4.0)	(3.7)	2.4	3.1

(1) Ueber kreisähnlida Cyklonen, p. 18.

Ainsi, en général c'est la partie antérieure qui est la plus nuageuse.

M. *Hildebrandsson* a calculé pour la Suède la fréquence de chaque *forme des nuages* pour chaque aire. (1) Pour les formes les plus importantes il a trouvé les résultats suivants:

Les nuages de pluie proprement dits, ou les *Nimbus,* sont plus fréquents en été qu'en hiver et plus nombreux pendant les basses pressions barométriques que pendant les hautes pressions, et de même plus nombreux, quand le gradient est dirigé vers le NW, W ou SW, que quand il est dirigé vers l'E ou NE. La forme *Strato-Cumulus* au contraire est beaucoup plus fréquente en hiver qu'en été. Pendant les mois les plus chaudes, juin—août, elle est très rare, et même elle fait quelquefois tout à fait défaut pendant ce trimestre. Elle se présente plus souvent, quand la pression est haute que quand elle est basse, et la quantité n'en paraît nullement dépendre de la direction du gradient. Vers le centre d'un minimum elle se transforme en Nimbus.

De même il arrive plus souvent en hiver qu'en été que le ciel est complètement couvert d'un voile bas homogène, *10. C'est ce qu'on observe surtout, quand le gradient s'abaisse vers le sud avec une pression basse; mais quand le gradient est dirigé vers le nord, c'est plutôt par les hautes pressions qu'on observe un ciel entièrement couvert. Par conséquent, c'est au nord d'un centre de dépression et sur la pente nord d'un maximum que cela a le plus fréquemment lieu à Upsal.

Quant aux *Cumulus,* on les observe le plus souvent pendant la saison chaude. Ils sont extrèmement rares dans le moment le plus froid de l'hiver. C'est en général dans les régions où il y a le moins de nuages, c'est-à-dire où le gradient est dirigé vers l'est, qu'ils se montrent le plus abondamment, ou bien dans la partie postérieure des minima ainsi qu'entre deux minima.

Enfin il faut distinguer dans les nuages inférieurs les *Cumulo-Nimbus,* ou nuages orageux. Grâce aux recherches spéciales faites sur les orages, en France depuis 1864 et quelques années plus tard dans la péninsule Scandinave, on sait que cette forme de nuage se présente le plus souvent dans la partie antérieure des tourbillons, surtout au sud-est du centre.

(1) Distributions etc., p. 20—22.

Quant aux *nuages supérieurs* il n'est pas facile d'obtenir des résultats exacts à leur égard, puisqu'ils sont d'ordinaire en partie cachés derrières les nuages inférieurs. Ils sont surtout invisibles quand le gradient est dirigé vers le sud, parcequ'alors le ciel est presque toujours tout à fait couvert.

Cependant il paraît que les *Cirrus typiques* se présentent le plus fréquemment dans la partie postérieure des tourbillons et surtout entre deux minima, ce qui est digne d'attention au point de vue de la prévision du temps. A Upsal une *radiation* des Cirrus du NW au SE se présente en général sur la crête entre deux minima, et une radiation du NE au SE y est presque toujours accompagnée d'un orage à une distance qui ne dépasse guère 100 ou 150 k.m.

Les *Cirro-Cumulus* sont beaucoup plus fréquents en été qu'en hiver. Ils sont plus nombreux, quand la pression est haute que quand elle est basse, et sont même assez rares, quand le baromètre est très-bas.

Les *Cirro-Stratus* au contraire se présentent surtout au sud-est et au sud du centre d'un minimum et s'étendent loin au-dessus des maxima avoisinants. On sait qu'ils sont d'excellents signes de l'arrivée du centre d'une dépression, surtout si cette dépression passe un peu au nord de la station. Aussi les phénomènes optiques qui se montrent dans le voile d'un Cirro-Stratus, halos solaires et lunaires, parhélies, etc., ont-ils de temps immémorial été considérés comme des indices de mauvais temps.

II. **Pluie.** Pour les États Unis *Loomis* a fait beaucoup de recherches pour établir une relation entre la pluie et la marche des minima. Dans son dernier travail (1) il les résume de la manière suivante:

A Washington on publi 3 cartes synoptiques par jour, à 7^h 35^m A. M., à 4^h 35^m P. M. et à 11^h 0^m P. M. Il a examiné ces cartes pour 41 mois, et étudie séparément les parties du pays situées au nord et au sud de la latitude 36°. Pour les stations au nord de 36° Lat. il a trouvé 106 cas ou il était tombé plus de 2 inches (50,8 mm) de pluie, au moins sur une station, depuis la carte précédente, c'est-à-dire pendant 8 heures

(1) Contributions to meteorology. T. III, p. 186.

environ. Sur chacune de ces 106 cartes il a tracé les lignes pour $^1/_4$, $^1/_2$ et 1 inche d'eau tombé. Quelquefois ces lignes étaient assez sinueuses, mais le plus souvent elles formaient des ellipses concentriques assez régulières et plus ou moins allongées.

Dans tous les cas cette aire de pluie se trouva dans le régime d'un minimum barométrique. Le centre de cette aire était situé dans le

quadran de NE	30 %
» » SE	28 »
» » NW	9 »
» » SW	9 »
et dans le centre de dépression barométrique	24 »

La distance moyenne entre les deux centres était en hiver 177 miles (285 k.m.) et en été 200 miles (323 k.m.).

La pression barométrique la plus basse était en moyenne 29,50 inches (749,3 mm) en hiver et 29,70 inches (754,4 mm) en été.

Pour les stations situées au sud de 36° Lat. il a considéré les cas, ou il était tombé plus de $2^1/_2$ inches (63,5 mm) pendant le même laps de temps, car l'intensité de la pluie augmente vers le sud jusqu'aux bords du Golfe de Mexique. D'un autre coté les centres de dépression visitent moins souvent les parties méridionales des États-Unis. Il a pu ainsi étudier 67 cas. Le centre de l'aire de pluie était situé dans

le quadran du NE	34 %
» SE	21 »
» NW	5 »
» SW	18 »
et dans le centre de dépression barométrique	22 »

La distance entre les deux centres était de 198 miles (319 k.m.) et la pression moyenne au centre de la dépression 29,77 pouces (756,1 mm); ces valeurs différent fort peu de celles trouvées pour l'été dans les stations au nord de 36° Lat. Ainsi les pluies les plus fortes se trouvent en général dans la partie antérieure d'une tempête tournante à une certaine distance du centre de dépression barométrique.

Par une étude plus détaillée *Loomis* a trouvé les lois suivantes:

1) Chaque *grande* dépression avec des gradients considérables est toujours accompagnée d'une aire de pluie.

2) Si la pluie augmente le minimum barométrique augmente aussi.

3) La baisse barométrique la plus considérable arrive 24^h environ après la pluie la plus forte.

4) Une dépression accompagnée d'une forte pluie marche plus vite qu'une dépression accompagnée d'une faible pluie.

5) Cependant, il y a souvent des dépressions assez considérables *sans pluie*.

6) Il arrive quelquefois (voyez plus haut) que la pluie tombe dans la partie posterieure de la dépression, et il y a des stations où cela est la règle. En effet, la relation entre les quantités de pluie tombées avant et après le passage du centre est pour les stations suivantes: Indianopolis 1,32, Philadelphia 2,88, Moyennes de plusieures stations Anglaises 2,08, Paris 1,49, St. Pétersbourg 1,06, Bruxelles 0,90, Vienne 0,86 et Prague 0,73.

7) Ainsi, la pluie n'est pas la cause principale de la formation et de la propagation d'une dépression, mais elle peut modifier l'une et l'autre.

Nous reviendrons sur ces recherches importantes dans le chapitre suivant en discutant la formation et la marche des tempêtes.

Pour le nord de l'Europe M. *van Bebber* dans ses »*Typische Witterungserscheinungen*» (1) a considéré les cas (21, oct.—mars; 24, avril—sept.) ou le centre d'une dépression s'est trouvé sur le Danemarck ou la partie méridionale de la Suède; cette dépression étant le jour précedent sur l'Angleterre méridionale et le jour suivant aux environ du Golfe de Finlande. Il a calculé pour ces cas la fréquence et les quantités de pluie données daur le tableau 94.

Ainsi dans le nord de l'Europe la pluie tombe en général en plus grande quantité à l'est et au nord du centre. Cependant il fant observer qu'à la station la plus méridionale, Munich, la plus grande quantité d'eau tombe après le passage du minimum barométrique.

Dans les travaux cités plus haut de MM. *Hildebrandsson, Åkerblom* et *Krankenhagen* nous trouvons les valeurs suivantes pour Upsal, Wäderöbod, Thorshavn, Vienne et Swinemünde. La

(1) Voyez aussi: von Bebber: Handbuch der ausübenden Witterungskunde. II. p. 251. Stuttgart. I. 1885, II. 1886.

fréquence de la pluie est calculée d'après la formule ordinaire $\frac{R}{N} \cdot 100$, ou R est le nombre des jours pluvieux et N le nombre total des jours. Pour Upsal, Wäderöbod et Swinemünde on a considéré comme jour pluvieux chaque jour ou on a observée une chûte d'eau de 4^h A. M. à midi. Ni pour Vienne ni Thorshavn on a eu à sa disposition des valeurs fournies par un pluviomètre enrégistreur. Cela a causé certaines difficultés. En effet, les cartes synoptiques sont construites pour chaque matin; à Vienne l'eau tombée est mesurée à 9^h du soir et à Thorshavn à 8^h du matin. Pour Vienne on a regardé un jour comme pluvieux si l'on a mesuré de la pluie le soir de ce jour. A Thorshavn, où l'eau tombée est mesurée à l'heure même pour

Tableau 94.

Octobre—Mars.

Stations	Fréquence		Quantité mm		Stations	Fréquence		Quantité mm	
	24h passées	24h suivantes	24h passées	24h suivantes		24h passées	24h suivantes	24h passées	24h suivantes
	Quadran Nord					Quadran Est			
Stockholm . . .	71	77	3.4	3.7	Neufahrwasser .	50	62	1.9	3.4
Christiansund . .	57	62	2.8	3.4	Memel	64	100	3.0	4.0
Bodö	21	46	2.0	3.7	Riga	57	69	3.5	4.7
Moy.	59	62	2.7	3.6	St. Petersbourg .	29	74	0.6	4.2
	Quadran Sud				Pinsk	50	46	1.4	1.2
					Moscou	70	54	0.8	3.5
Borkum	93	77	7.3	4.8	Moy.	53	68	1.8	3.5
Hamburg . . .	100	85	7.5	4.5		Quadran Ouest			
Swinemünde . .	71	69	4.3	3.4					
Münster	100	62	5.8	4.1	Keitum	93	69	8.5	2.5
Leipzic	57	46	3.5	1.5	Skudesnæs . . .	100	85	7.5	4.5
Münich	57	77	3.1	4.2	Yarmouth . . .	79	69	4.9	2.3
Moy.	80	69	5.3	3.7	Shields	86	69	3.0	2.8
					Stornoway . . .	64	100	4.6	6.6
					Valentia	57	46	3.3	2.7
					Moy.	80	75	5.3	3.6

Avril—Septembre.

Stations	Fréquence 24h passées	Fréquence 24h suivantes	Quantité mm 24h passées	Quantité mm 24h suivantes	Stations	Fréquence 24h passées	Fréquence 24h suivantes	Quantité mm 24h passées	Quantité mm 24h suivantes
	Quadran Nord					Quadran Est			
Stockholm . . .	58	42	3.6	3.2	Neufahrwasser .	62	47	3.9	1.4
Christiansund . .	25	42	1.2	1.2	Memel	69	53	3.1	1.9
Bodö	19	36	0.8	1.3	Riga	50	74	2.9	5.8
Moy.	34	40	1.9	1.9	St. Petersbourg .	21	74	2.9	1.5
	Quadran Sud				Pinsk	42	68	3.1	5.0
					Moscou	42	58	2.0	3.4
Bockum	85	68	8.5	2.7	Moy.	48	64	3.0	3.2
Hambourg . . .	81	79	5.5	3.3					
Swinemünde . .	81	53	4.6	1.8		Quadran Ouest			
Münster	73	74	4.6	1.2	Keitum	81	47	6.2	1.5
Leipzic	62	37	2.2	1.4	Skudesnæs . . .	42	16	5.3	0.5
Münich	75	63	4.4	6.4	Yarmouth . . .	85	63	3.7	2.2
Moy.	76	62	5.0	2.8	Shields	65	68	2.9	4.0
					Stornoway . . .	50	64	2.0	2.4
					Valentia	81	79	3.2	4.5
					Moy.	67	56	3.9	3.0

laquelle est dessinée la carte synoptique, il était nécessaire de considerer pour chaque carte deux journées. On a donc calculé la fréquence de la pluie pour un nombre de jours deux fois plus grand que celui des cartes. — Comme les observations ne sont faites à Wäderöbod qu'aux heures 4^h, 8^h A. M. et 12^h, tandis qu'à Upsal elles sont faites d'une manière continue, il est clair quele nombre des jours pluvieux sera plus grand en apparence à Upsal qu'à Wäderöbod.

Les résultats sont donnés dans les tableaux suivantes:

Tableau 95.

Fréquence de la pluie à Upsal (pour l'année).

Gradient vers	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*	*Moy.*
N	43	23	16	18	6	20
NW	59	56	32	26	24	45
W	81	63	35	17	36	45
SW	68	62	62	35	50	55
S	100	56	63	48	29	49
SE	70	74	57	45	32	55
E	53	41	22	15	17	29
NE	14	13	18	0	7	12
Moy.	56	47	32	24	38	

$A = 67$; $M = 6$; $Mx = 10$.

Fig. 19. Fréquence de la pluie à Upsal. (L'année.)

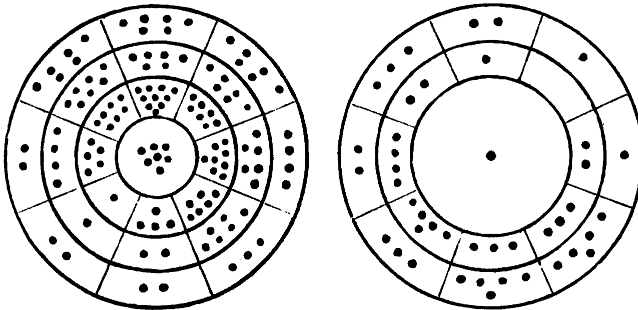


Tableau 96.

Fréquence de la pluie à Wäderöbod (pour l'année).

Gradient vers	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*	*Moy.*
N	5	20	28	6	5	16
NW	78	41	24	20	23	36
W	100	67	50	23	23	51
SW	57	47	50	6	9	27
S	100	44	20	30	15	30
SE	75	33	24	5	6	22
E	25	10	9	0	0	7
NE	22	9	3	8	0	7
Moy.	55	32	26	12	11	

$A = 60$; $M = 9$; $Mx = 4$.

Fig. 20. Fréquence de la pluie à Wäderöbod. (L'année.)

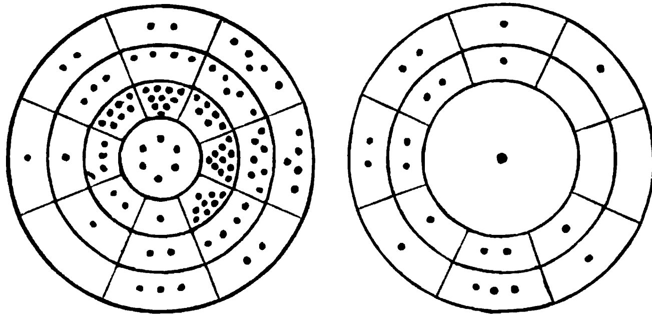


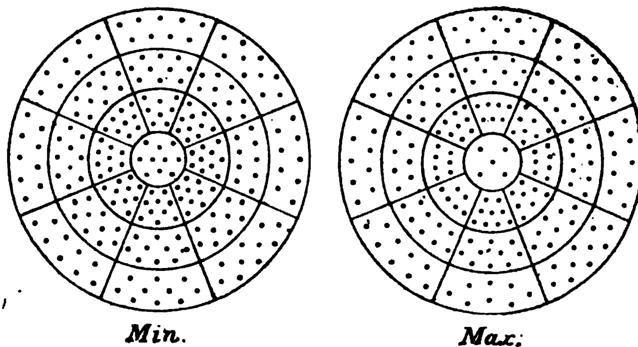
Tableau 97.

Fréquence de la pluie à Thorshavn (l'hiver).

Gradient vers	*B*	C_1	C_2	*D*	*E*	*F*	*B—C₂*	*D—E*	*B—F*
N	100	100	100	98	96	65	100	90	96
NW	100	100	96	97	100	87	99	93	96
W	97	93	91	95	69	70	94	74	85
SW	98	95	96	92	85	60	97	76	85
S	83	100	94	75	100	86	91	85	88
SE	91	95	79	97	83	81	89	87	88
E	93	95	85	92	92	71	92	85	88
NE	96	100	94	95	91	80	97	90	94
Moy.	97	97	93	95	89	75	96	86	91

$A = 98$; $M = 87$; $Mx = 52$.

Fig. 21. Fréquence de la pluie à Thorshavn. (L'hiver.)



Min. *Max.*

Tableau 98.

Fréquence de la pluie à Thorshavn (l'été).

Gradient vers	B	C_1	C_2	D	E	F	$B-C_2$	$D-F$	$B-F$
N	100	92	90	83	76	46	93	67	75
NW	100	95	92	86	81	55	94	78	84
W	95	85	92	73	62	33	91	59	74
SW	100	82	70	75	67	46	81	61	67
S	100	92	79	75	67	60	86	69	77
SE	100	72	78	72	62	32	78	57	67
E	70	83	66	47	53	55	73	50	58
NE	100	79	75	68	67	47	79	61	66
Moy.	96	86	82	72	69	46	85	64	72

$A = 91$; $M = 49$; $Mx = 18$.

Fig. 22. Fréquence de la pluie à Thorshavn. (L'été.)

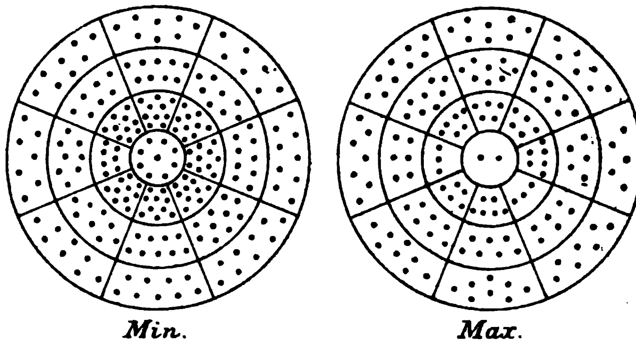


Tableau 99.

Fréquence de la pluie à Vienne (l'hiver).

Gradient vers	C	D	E	F	C et D	E et F	C—F
N	62	52	53	35	57	43	50
NW	50	53	38	22	52	30	40
W	57	43	30	16	49	21	27
SW	86	50	38	36	63	36	42
S	100	63	52	20	79	31	39
SE	75	80	52	36	78	39	50
E	79	75	78	38	77	50	58
NE	74	61	49	40	66	44	50
Moy.	66	59	48	31	62	37	45

$A = 83$; $M = 47$; $Mx = 16$.

Fig. 23. Fréquence de la pluie à Vienne. (l'hiver.)

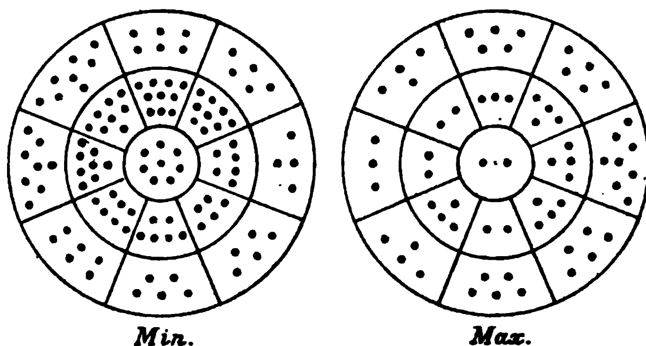


Tableau 100.

Fréquence de la pluie à Vienne (l'été).

Gradient vers	*C*	*D*	*E*	*F*	*C et D*	*E et F*	*C—F*
N	70	54	28	50	57	30	49
NW	29	22	8	0	24	6	17
W	50	40	14	11	44	13	28
SW	100	36	29	25	55	27	38
S	80	41	28	33	50	31	36
SE	80	84	48	38	83	44	53
E	100	75	59	44	80	55	62
NE	65	71	56	25	70	50	59
Moy.	69	61	46	35	63	43	50

$A = 73$; $M = 34$; $Mx = 9$.

Fig. 24. Fréquence de la pluie à Vienne. (L'été.)

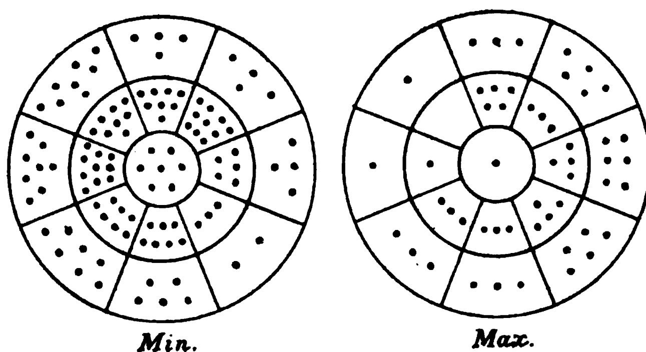


Tableau 101.

Fréquence de la pluie à Swinemünde.

Minima.

Gradient vers	*N*	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
l'hiver	49	48	38	29	69	50	71	43	47
l'été	48	40	26	19	52	50	48	41	41
l'année	49	45	31	25	59	50	60	42	44

Maxima.

Gradient vers	*N*	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*	*Moy.*
l'hiver	11	7	12	13	33	38	27	15	16
l'été	17	5	3	7	19	12	9	15	12
l'année	14	7	9	11	25	22	15	15	14

Ainsi la fréquence de la pluie diminue, tant à Upsal, que sur la côte de Kattegat, à mesure que la pression est plus élevée et, de même que la quantité des nuages, elle atteint sa plus grande valeur, quand le gradient est dirigé vers l'ouest et le sud. Pourtant Wäderöbod a la mer à l'ouest et le côte à l'est. De la même manière la fréquence de la pluie diminue aux autres stations à mesure que la pression est plus élevée, mais la relation de la fréquence de la pluie à la direction du gradient est très différente aux diverses stations. A Vienne, les gradients qui se dirigent vers le SE, l'E ou le NE amènent beuucoup plus souvent des pluîes que ceux qui sont orientés en sens opposé. La plus grande fréquence de pluie se produit avec un gradient vers l'E, et la plus petite par des gradients vers l'ouest ou le NW. Les gradients vers le SE, l'E et le NE amènent des vents du NW ou de l'ouest. M. *Hann* a montré il y a longtemps que ces vents sont les plus pluvieux à Vienne. (1) Il a trouvé que pour une periode de 11 années, la quantité de pluie correspondait en moyenne aux divers vents comme ci-dessous:

Vent	*N*	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*
Quant. de pluie % . . .	8	44	33	4	3	5	1	2

Ce résultat, valable aussi pour toute l'Allemagne méridionale, ne s'accorde pas avec l'opinion que la condensation serait la cause de la marche des dépressions de l'W vers l'E.

(1) Meteor. Zeitschrift 1875, p. 13.

Par suite de la manière dont les tableaux de Thorshavn sont calculés, ils ne peuvent suffisament faire ressortir les différences qui existent entre les divers gradients. Dans l'espace d'un jour et dans la plupart des cas, Thorshavn se trouve successivement dans plusieurs aires différentes et le gradient peut même prendre des directions tout-à-fait opposées. Pour mieux faire ressortir l'influence de la direction des gradients. M. *Åkerblom* a choisi les cas où la direction du gradient était la même deux matins consécutifs et où elle était par conséquent, en général, la même pendant toute la journée. Il a calculé ensuite exclusivement à l'aide des jours, ainsi obtenus, la fréquence des pluies pour les diverses directions des gradients. Le tableau ci-dessous donne la fréquence de la pluie ainsi obtenue.

Tableau 102.

Fréquence de la pluie à Thorshavn.

Direction du gradient vers le	*N*	*NW*	*W*	*SW*	*S*	*SE*	*E*	*NE*
L'hiver	100	98	85	85	83	97	85	91
L'été	100	91	64	59	80	83	53	57
L'année	100	93	78	71	81	91	73	83
Nombre des observations	32	153	63	79	26	57	44	29

Ce tableau fait voir ce fait singulier que la fréquence des pluies à Thorshavn a deux maxima, le plus fort avec un gradient vers le N, le moindu avec un gradient vers le sud-est et l'est. On voit aussi que la fréquence des pluies à Thorshavn est en général à peu près aussi grande avec des gradients dirigés vers l'ouest.

Ajoutons que la fréquence des pluies et celle de la nébulosité ne sont pas partout dans les mêmes relations avec les gradients; surtout à Vienne il y a une grande différence à cet égard, ce qu'on voit en comparant les tableaux correspondants.

Quant-aux cyclones intertropicaux, ils sont toujours accompagnés d'averses de pluies ordinairement d'une intensité inconnue en Europe. Mais les renseignements sur la distribution relative des differents coté du calme central sont bien rares, ce qui

provient évidemment de ce qu'on ne peut pas mesurer exactement la quantité d'eau tombée sur un navire surtout pendant un cyclone, et d'un autre coté les observatoires munis d'instruments enrégistreurs sont bien rare dans ces contrés. Selon *Thom,* sur la mer de l'Inde une quantite de pluie énorme tombe de *tous les cotés* du centre à une distance dépassant 2—300 milles anglais. Cependant *Blanford* nous a donné quelques notices générales a cet égard sur les cyclones du Golfe du Bengale.(1) Les cyclones se forment dans la partie méridionale du Golfe et ont au sud et à l'est la mousson pluvieuse de SW. Aussi la pluie s'étend elle à 400 ou 500 milles anglais du centre dans ces direction. Au nord et à l'ouest du centre au contraire la pluie cesse en général à une distance de 150 à 200 milles du centre. Les centres marchant en général vers le NW ou vers le N, le mauvais temps ne commence que peu de temps avant le minimum barométrique. Auparavant le ciel est beau avec des cirrus, dont le point de radiation indique la direction d'où viendra le centre. Ces Cirrus marchent du sud-ouest et se condensent peu à peu en Cirro-Stratus, tandis que le vent du NE ou de l'est devient plus fort et le baromètre baisse de plus en plus.

Selon M. *Dallas* (2) c'est dans l'octant du N des cyclones sur la mer d'Oman que la pluie est la plus forte.

Pour les typhons des Iles Philippines au contraire le Rev. P. *Algué* (3) indique que la distribution de la pluie est très variable pour des typhons différents.

III. **Brouillard.** M. *Hildebrandsson* a relevé les observations faites au phare de Wäderöbod sur le brouillard. On y a noté avec beaucoup de soin à toutes les heures d'observation aussi bien quand l'air a été brumeux que lorsqu'il y a eu du brouillard gênant la navigation. Ces deux cas ont été examinés séparément. Dans le tableau suivant on indique la fréquence du brouillard.

(1) The climate and Weather of India etc. London 1889, p. 239—241.

(2) The Storms of the Arabian Sea. Cyclone memoirs. Part. I4. Calcutta 1891. p. 423. N:o 13.

(3) Baguios ó Tifones de 1894. Manila 1895. p. 160.

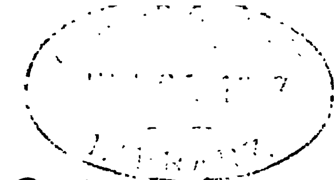
Tableau 103.

Fréquence du Brouillard.

Gradient vers	B	C	D	E	F	Moy.
N	39	34	61	35	33	40
NW	44	38	38	30	47	37
W	11	11	20	8	15	14
SW	—	10	12	13	0	9
S	—	0	5	5	3	4
SE	—	4	6	6	0	6
E	12	10	9	6	8	6
NE	11	14	0	5	18	8
Moy.	—	19	21	15	12	

Ce tableau nous montre que le brouillard atteint son maximum de fréquence *entre les basses et les hautes pressions*. Aussi voit-on souvent en étudiant les cartes synoptiques que le brouillard s'étend le long de la limite entre les minima et les maxima formant une bande de plusieurs centaines de lieues de longeur. Cela a lieu surtout lorsque le minimum est situé au nord du maximum, ce qui est également conforme aux tableaux ci-dessus. La fréquence atteint, comme on le voit, son maximum, quand le gradient est dirigé vers le nord, et son minimum, quand le gradient est dirigé vers le sud.

Nous verrons plus boin comment les résultats que nous venons d'exposer dans le présent chapitre ont été modifiés par les recherches faites dans l'air libre au moyen de ballons et de cerfs-volants, mais avant d'aborder ces travaux récents, nous étudierons les formes, les trajectoires et la formation des minima et des maxima barométriques.



LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE-ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

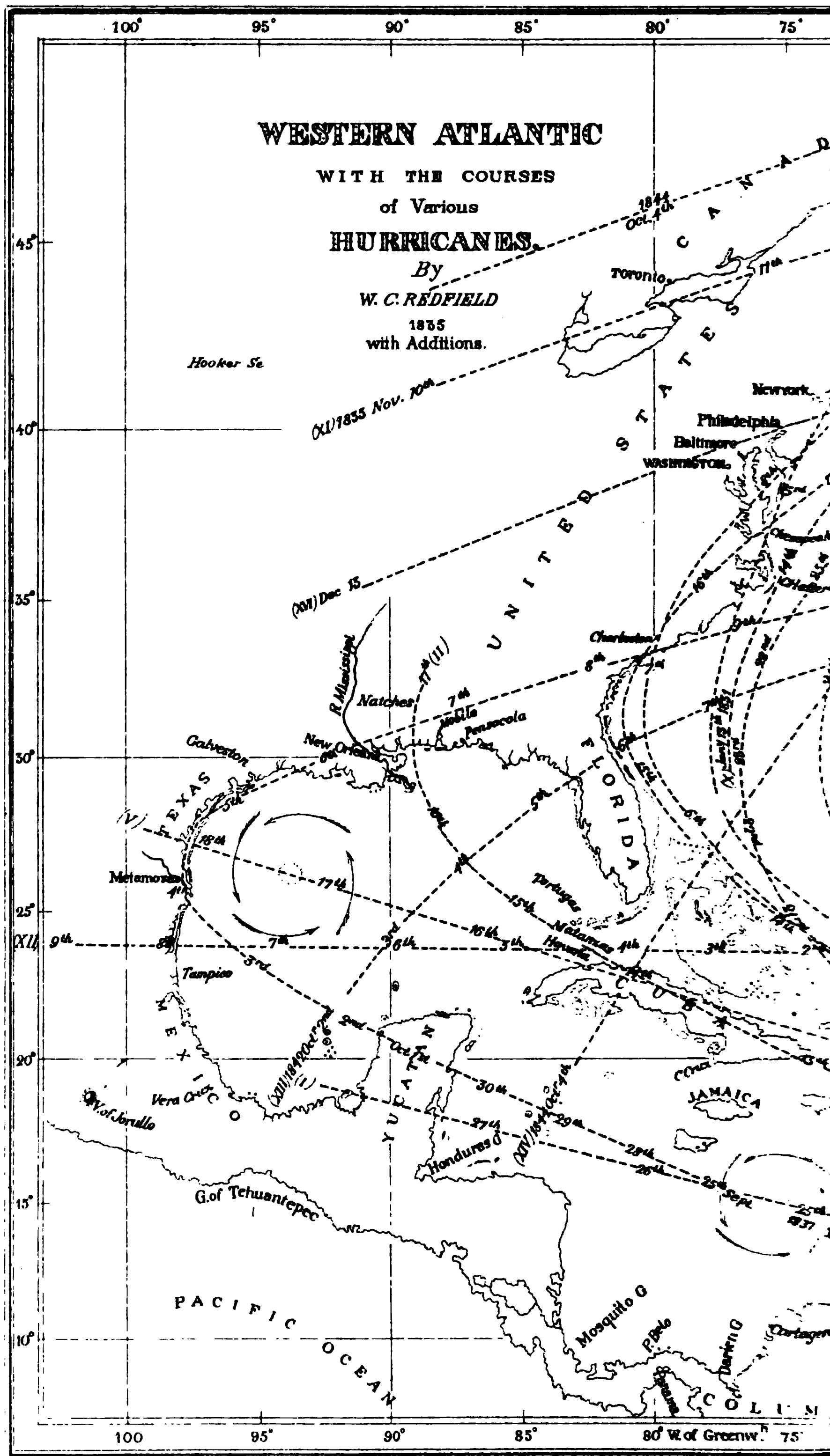
M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

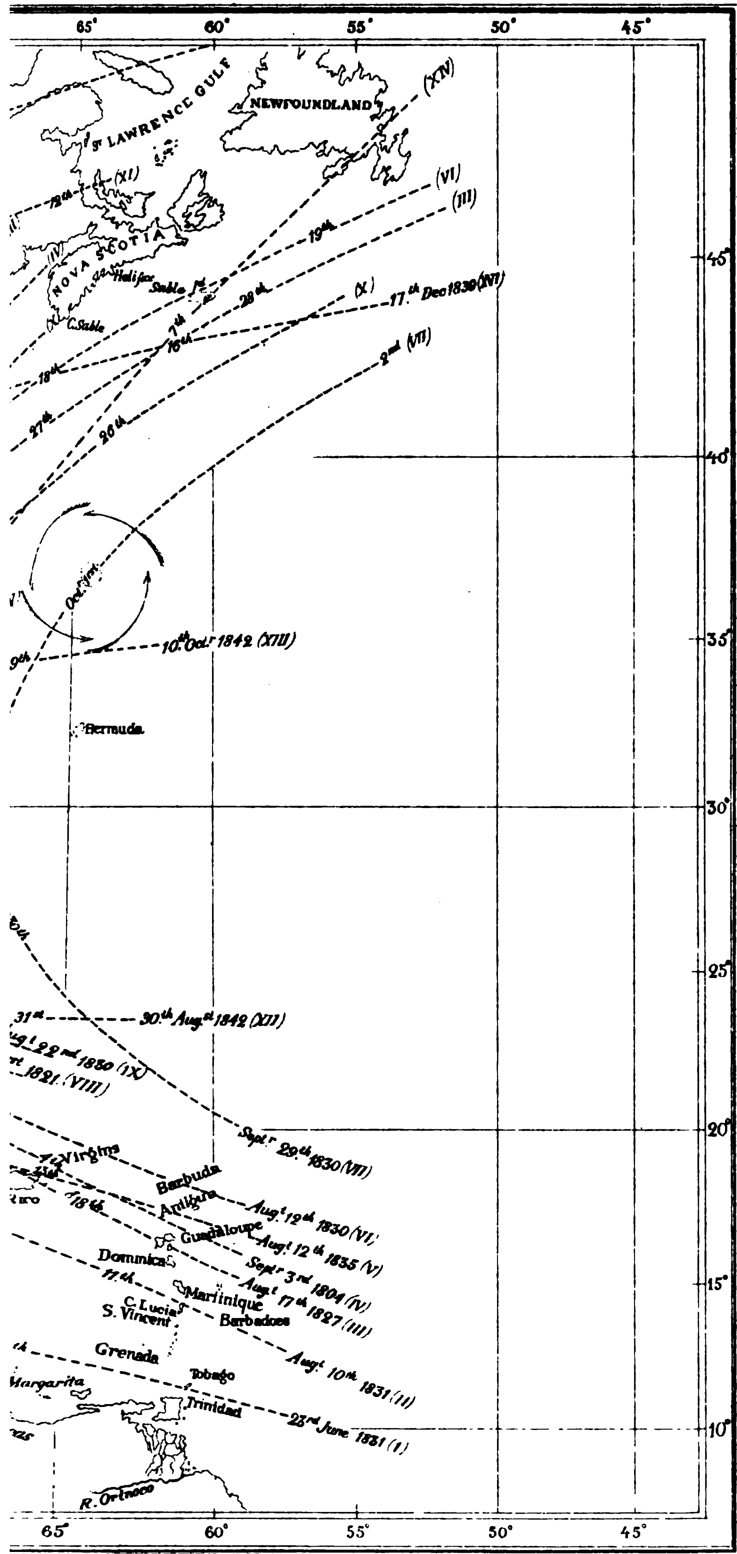
5me LIVRAISON

PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1901


WESTERN ATLANTIC
WITH THE COURSES
of Various
HURRICANES.
By
W. C. REDFIELD
1835
with Additions.
Hooker Sc
UNITED STATES
CANADA
Toronto
New-york
Philadelphia
Baltimore
WASHINGTON
Charleston
R. Mississippi
Natches
Mobile
Pensacola
New Orleans
Galveston
TEXAS
Metamoras
Tampico
MEXICO
Vera Cruz
V. of Jorullo
FLORIDA
Tortugas
Havana
CUBA
JAMAICA
YUCATAN
Honduras G
G. of Tehuantepec
PACIFIC OCEAN
Mosquito G
Darien G
COLUM
(XI) 1835 Nov. 10th
(XVI) Dec 15
(V)
(XII)
(I)
100°
95°
90°
85°
80°
75°
45°
40°
35°
30°
25°
20°
15°
10°
80° W. of Greenw.h

Pl. IV.


65°
60°
55°
50°
45°
ST LAWRENCE GULF
NEWFOUNDLAND
(XIV)
(VI)
(III)
NOVA SCOTIA
Halifax
Sable Id
C. Sable
(X)
17th Dec 1839 (XVI)
2nd (VII)
45°
40°
35°
10th Octr 1842 (XIII)
Bermuda
30°
25°
30th Augst 1842 (XII)
22nd 1830 (IX)
1821 (VIII)
20°
Septr 29th 1830 (VII)
Virgins
Barbuda
Antigua
Augt 12th 1830 (VI)
Guadaloupe
Augt 12th 1835 (V)
Dominica
Septr 3rd 1804 (IV)
Martinique
Augt 17th 1827 (III)
15°
C. Lucia
S. Vincent
Barbadoes
Grenada
Augt 10th 1831 (II)
Tobago
Margarita
Trinidad
23rd June 1831 (I)
10°
R. Orinoco
65°
60°
55°
50°
45°

CHAPITRE II.

Formes et trajectoires des minima et des maxima barométriques.

I. *Cyclones de la zone tropicale.*

Nous avons vu plus haut, T. I, Cap. II, que les premières recherches sur les tempêtes tropicales de *Redfield, Reid, Piddington* et d'autres ont conduit à ce résultat que les cyclones prennent naissance entre l'équateur et les tropiques. Une fois formés ils vont presque toujours en s'éloignant de l'équateur. Dans notre hémisphère ils marchent d'abord vers l'ouest en se relevant un peu vers le nord jusqu'à ce qu'ils aient atteint la latitude de 30° environ, ou la limite septentrionale des alizés du NE. Arrivés à ce point, leur trajectoire est dirigée du sud au nord, elle s'infléchit ensuite vers l'est en continuant à remonter vers le pôle. La forme de la trajectoire est donc à peu près parabolique. Sur l'hémisphère austral leur marche est symmétrique, c'est-à-dire ils marchent successivement vers ouest, sud-ouest, sud, sudest et est.

Les cyclones de la zone tropicale sont presque circulaires ou un peu elliptiques, mais en marchant leur diamètre augmente considérablement et l'intensité diminue de plus en plus. En effet, près de l'équateur le diamètre n'atteint souvent pas 100 miles anglais (160,9 k.m.), mais il croît sans cesse pour dépasser quelquefois vers la fin de l'ouragan 1000 miles (16093 k.m.).

La Pl. IV hors texte donne la carte des trajectoires des ouragans dans les parages des Antilles publiée en 1835 par *Redfield* telle qu'il l'a publié de nouveau avec des additions en 1846.(1)

(1) W. C. Redfield: On three several hurricanes of the Atlantic, etc., New Haven 1846.

Depuis ce temps les recherches sur les cyclones de la zone tropicale ont été fort nombreuses. Nous donnons ici les résultats principaux pour les mers différentes.

1. **L'Atlantique.** Les cyclones de la zone tropicale de l'Atlantique au nord de l'équateur sont le plus nombreux dans la partie ouest près des Antilles et du Golfe de Mexique. Depuis 1493 à 1855 on connait sur cette partie de l'océan 216 ouragans, répartis dans les différents mois de la manière suivante: (1)

Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin
5	2	6	1	1	4
Juillet	**Août**	**Sept.**	**Oct.**	**Nov.**	**Déc.**
29	59	51	40	12	6

Pour les 12 année 1885—1896 le Service Hydrographique des États Unis a trouvé:

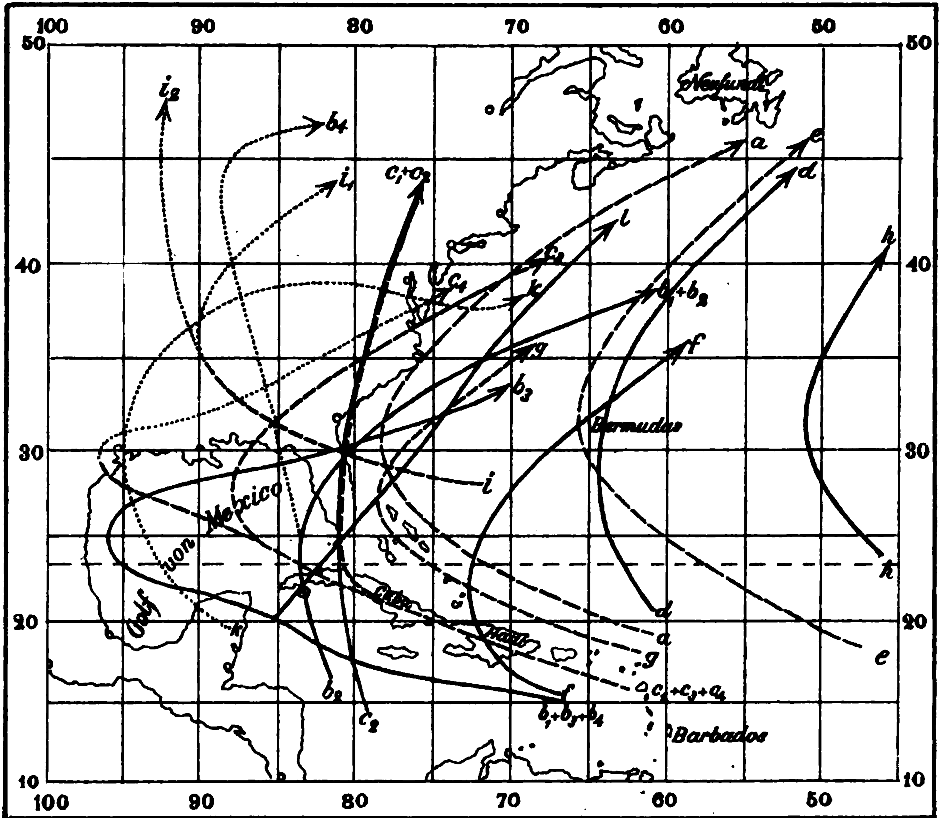
Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.
6	4	16	24	25

Il faut remarquer que les ouragans qu'embrasse la première série ne sont pas tous des cyclones de la zone tropicale. Un grand nombre, surtout ceux de l'hiver, sont des cyclones de la zone tempérée descendus du continent américain sur la partie nord du Golfe de Mexique. Cependant il est évident que les cyclones sont de beaucoup les plus nombreux dans la saison juin—octobre.

Les sommets des trajectoires paraboliques d'un grand nombre de cyclones, pour lesquelles ils ont éte déterminés assez exactement, ont eu les coordonnées suivantes:

(1) Voir: Seewarte: Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean. 2me Éd. Hamburg 1899, p. 201.

Pl.V.



Orkanbahnen.

— — — — Zugstrafsen, deren westlichster Punkt vor dem 17. September erreicht wird.

———— „ „ „ „ nach „ „ „ „ „

(Zugstrafse g ist aus einem August- und einem Oktoberorkan gebildet.)

.... Bahnen vereinzelter Orkancentren.

Tableau 104.

Année	Lat. N.	Long. W.	Année	Lat. N.	Long. W.
Août			1872.	21°	64°
1827	30°	77°	1875. . . .	29	97
1830	31	81	1876.	23	80
1830	30	74	1877.	30	79
1831	31	89	1878.	27	82
1837	32	79	1878.	26	60
1848	27	79	1878.	20	74
1851	27	86	1879.	23	87
1872	30	62	1880.	37	90
1873	32	69	1882.	27	88
1879	30	79			
1879	30	95	Octobre		
1880	33	66			
1880	20	79	1780.	23°	71°
1881	44	96	1846.	30	83
			1866.	26	78
Septembre			1872.	33	50
1804	31°	80°	1875.	23	95
1821	31	78	1876.	22	82
1830	30	68	1877.	25	87
1837	26	98	1878.	31	51
1839	32	65	1878.	20	81
1846	29	71	1879.	35	88
1853	32	76	1880.	31	63
853	29	64	1882.	25	84

Ainsi la latitude moyenne des sommets se trouve en août à °,5, en septembre à 28° et en octobre à 27°.

La carte ci-jointe (Pl. V hors texte) donne en lignes difféıtes les trajectoires des cyclones dans ces parages. Celles maréées par *a*, *b*1—*b*3 et *c*1—*c*3 sont les plus ordinaires. Les autres ıt plus rares. Les courbes indiquées par des traits - - - - - ›artiennent aux cyclones arrivées avant, et les courbes conti-

nues — aux cyclones arivées après le 17 septembre. Comme on doit l'attendre les premiers ont leurs sommets à une latitude plus boréale. Ainsi que nous l'avons vu dans l tableau précédent, les trajectoires des cyclones sont dépendantes du mouvement annuel de l'équateur thermique.

Comme nous l'avons déjà indiqué, il arrive, surtout en hiver, qu'un cyclone de la zone tempérée descend du Texas sur la partie boréale du Golfe en continuant sa marche vers l'est. Dans la partie postérieure de ces cyclones naissent les »*Northers*», vents très forts soufflants du nord ou du nordouest et amenant en hiver un froid intense de l'intérieur du continent. Ces Northers sont analogues au Mistral au sud de la France et à la Bora aux environs de Trieste.

Entre 35° et 55° W. Long. on n'a jamais rencontré de cyclones, mais plus à l'est, surtout à l'E de 29° W. Long. dans les parages des iles du Cap Vert, on en a eu quelquefois. Ils sont moins forts que ceux des Antilles et marchent vers le nordouest pour disparaître assez vite.

Plus au nord entre les Açores et Madère on rencontre souvent des dépressions barométriques, surtout vers la fin de l'année du 15 octobre au 15 décembre. Ces bourrasques, qui aménent rarement une force de vent comparable à celle des cyclones des tropiques, sont en général des dépressions secondaires ou des »satellites» formées au sud d'un grand minimum situé sur l'Atlantique nord à la hauteur de la Manche. La marche du centre est en général très lente et irrégulière. Il reste souvent presque immobile pendent plusieurs jours. (Fig. 25.) (1)

Au Côte de l'Or du Golfe de Guinée on rencontre le *Harmattan* et les *Tornados,* mais ils ne sont pas des cyclones proprement dite. Le Harmattan est un vent extrèmement sec provenant de l'intérieur du continent, qui sévit quelquefois, surtout en décembre—février.

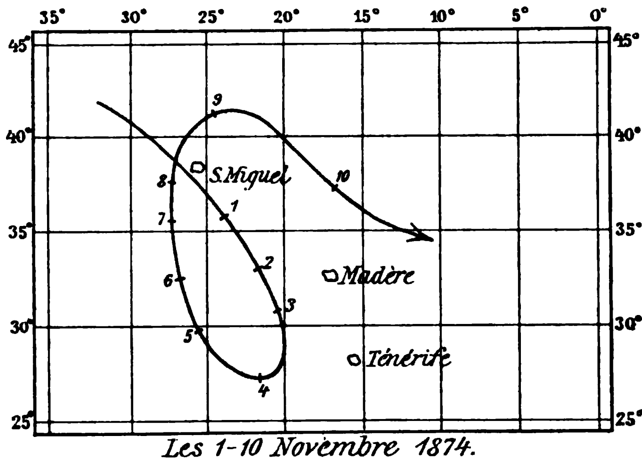
Il a une variation journalière très distinct, sa direction aux différentes heures d'observation est la suivante:

(1) Seewarte: Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean. 2me Éd. p. 219. Voir aussi les cartes de Décembre 1879 publiées dans l'étude des hivers par M. L. Teisserenc de Bort. -- Ann. du Bureau météor. de France. T. IV.

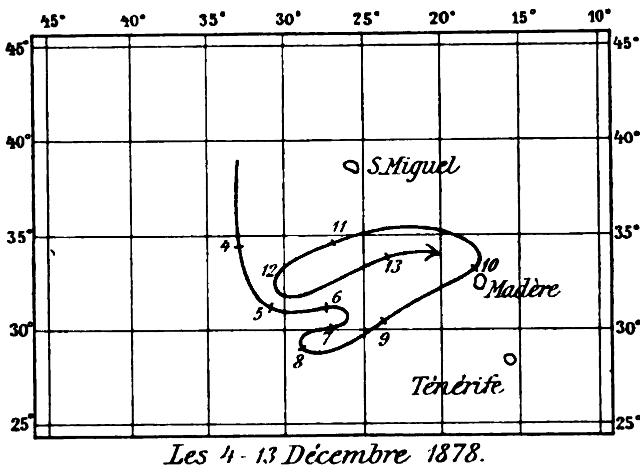
7h	9h	midi	4h	9h (1)
N 22° W	N 12° E	S 64° E	S 34° E	S 8° E

Fig. 25.

Trajectoires.



Les 1-10 Novembre 1874.



Les 4-13 Décembre 1878.

Les Tornados de ces contrées sont des grains orageux de courte durée. Ils viennent aussi de NE, E ou SE, jamais du coté ouest.

(1) Danckelmann: Beiträge zur Kenntniss d. Klimas des deutschen Togolandes u. d. Gold- und Sklavenküste. Mitth. aus den deutschen Schutzgebieten. Bd. III. Berlin 1890.

Au sud de l'équateur, dans le régime de l'alizé du SE, les cyclones ou depressions barométrique sont extrèmement rares. Cette partie de l'océan est avec raison surnommée par les anglais »la vraie mer pacifique du globe».

A la hauteur de l'embouchure de La Plata ont rencontre souvent les »*Pamperos*». Il y a des Pamperos, surtout en hiver, qui semblent être des vrais minima barométriques. Ils marchent comme les tempêtes des zones tempérées de l'ouest, et durent souvent avec des vents violents pendant 2—3 jours. Mais en général les Pamperos sont des orages typiques avec des grains violents. Après une chaleur accablante avec des vents faibles du nord, le grain commence subitement avec violence, et, si l'on n'a pas pris à temps les précautions nécessaires, le navire le plus grande est couché immédiatement, ou au bien perde sa mâture. Ce coup de vent terrible ne dure quelquefois que 10—30 minutes. Ces grains à courte durée s'appellent »*Turbonadas*».

2. **Océan Indien.** Dans la partie ouest de la zone tropicale au sud de l'équateur les cyclones sont trés fréquents. Ils ont été bien étudié depuis longtemps par *Piddington, Thom, Bridet, Maillard* et d'autres. Mais c'est *Meldrum* qui nous a donné les renseignement les plus complets sur ces phénomènes redoutables, à l'étude desquelles il s'est adonné pendant 40 années à son bel observatoire de Maurice avec une persévérence et une sagacité exceptionelles.

M. *Maillard* dans ces *Notes sur l'île de la Réunion* comptait soixante-dix-huit cyclones de l'année 1640 à l'année 1861 inclusivement. *Thom* (1) et *Bridet* (2) ont donné les nombres suivants:

(1) An inquiry into the nature and course of storms in the Indian Ocean south of the equator. London 1845, p. 136.

(2) Étude sur les ouragans de l'hémisphère austral. Saint-Denis (Ile de la Réunion) 1861, p. 126.

Tableau 105.

Mois	Thom	Bridet	Mois	Thom	Bridet
Janvier	10	9	Juillet	0	0
Février	16	14	Août	0	0
Mars	17	10	Septembre	0	1
Avril	10	8	Octobre	0	1
Mai	1	4	Novembre	1	4
Juin	0	1	Décembre	3	4

M. *Meldrum* (1) a trouvé les nombres suivants depuis 1848 à 1885. Des années 1849, 1850 et 1853 les observations manquent.

Tableau 106.

Année	Nombre	Année	Nombre	Année	Nombre
1848	4	1863	13	1875	8
1851	3	1864	7	1876	8
1852	2	1865	8	1877	7
1854	3	1866	16	1878	10
1855	3	1867	6	1879	6
1856	7	1868	9	1880	5
1857	5	1869	10	1881	7
1858	12	1870	16	1882	8
1859	15	1871	14	1883	7
1860	15	1872	12	1884	12
1861	12	1873	11	1885	9
1062	14	1874	12		**316**

M. *Meldrum* a divisé les cyclones en progressifs et statio-
ires. Il semble pourtant difficile de faire une telle distinction.
ı effet, un cyclone consideré comme stationaire l'est peut-être seu-

(1) Rob. H. Scott: Cyclone tracks in the South Indian Ocean from infortion compiled by Dr. Meldrum. Official N:o 90. London 1891.

lement parce que les observations font défaut. Il est probable aussi que la fréquence moindre des premières années provient de la même cause. Le tableau précédent semble indiquer qu'il y a une périodicité de 10 à 11 années dans la fréquence des cyclones, mais il faut évidemment une série beaucoup plus longue pour le constater définitivement.

La variation annuelle est donnée dans le tableau suivant.

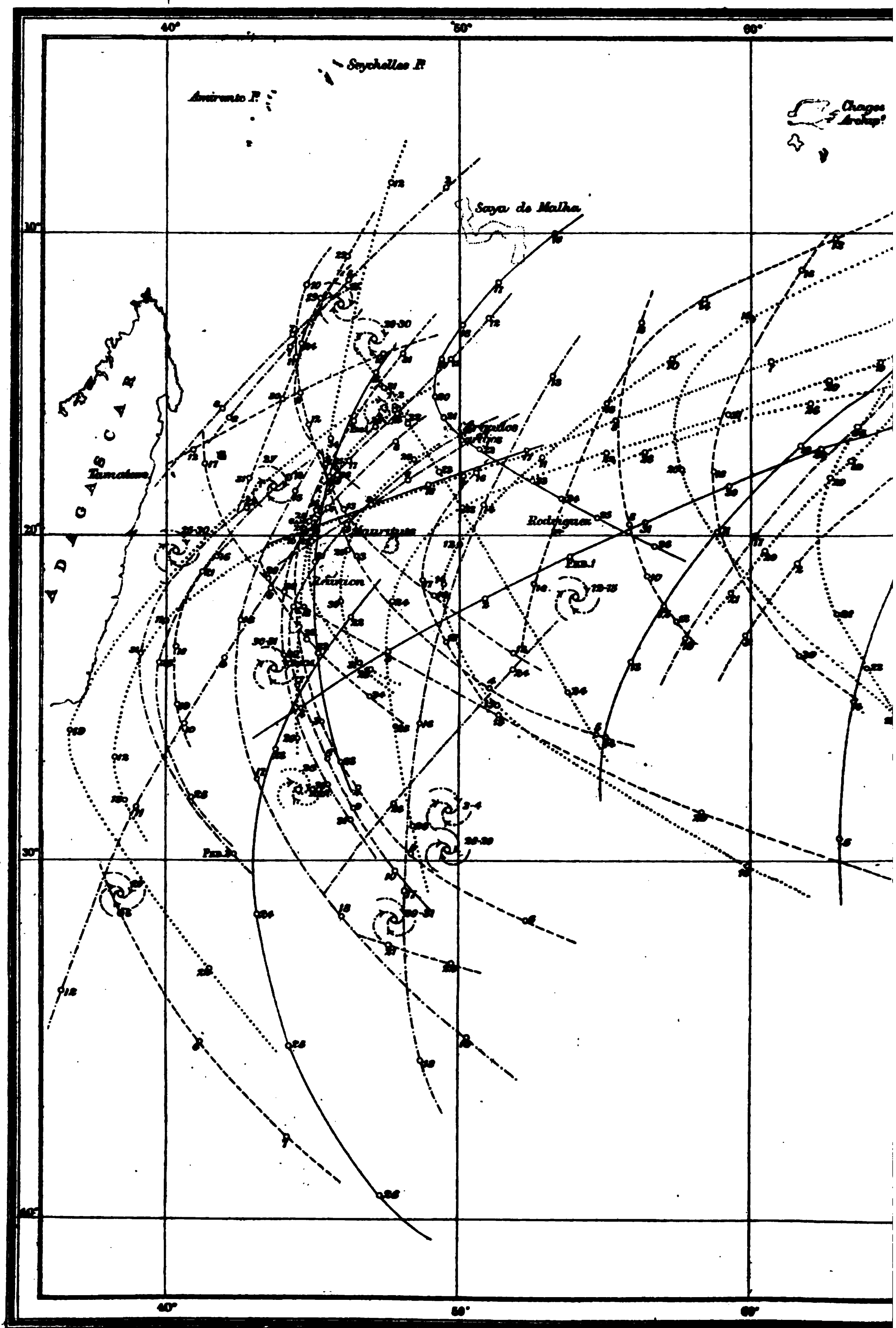
Tableau 107.

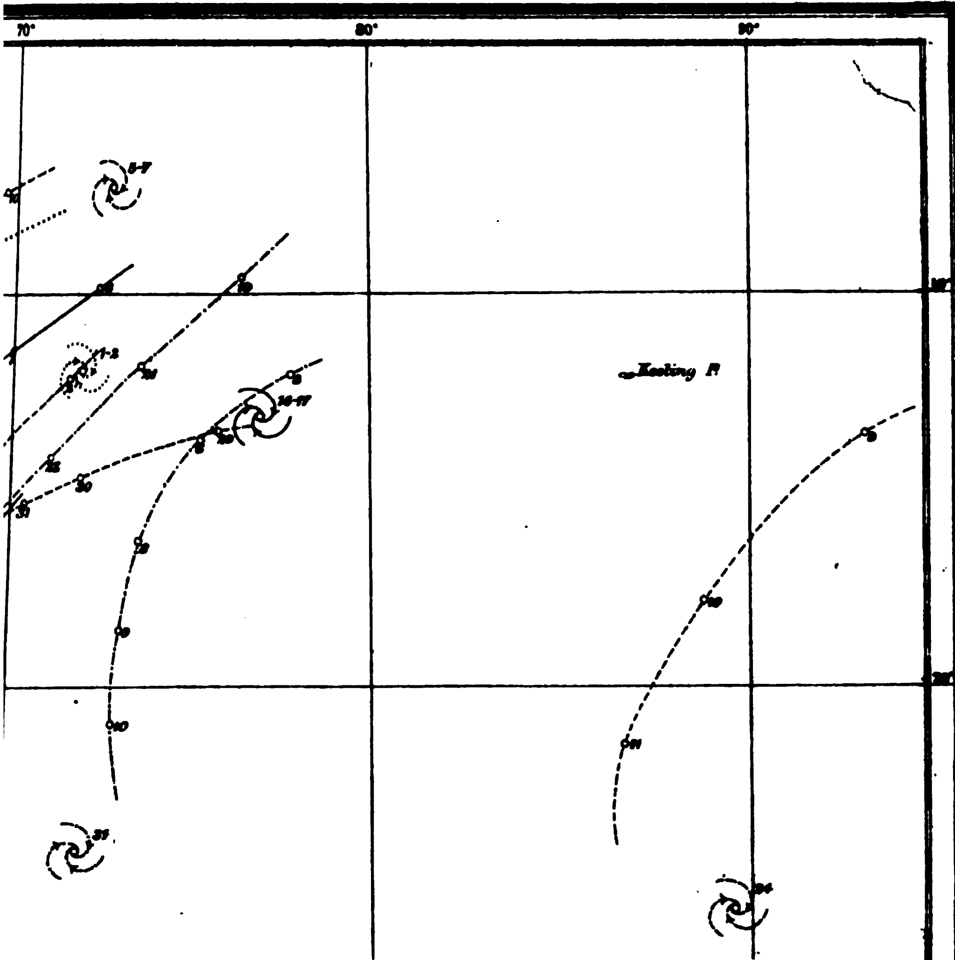
Octobre	5	Mars	59
Novembre	25	Avril	50
Décembre	33	Mai	19
Janvier	71	Juin	3
Février	61	Juillet	2

La fréquence est la plus grande en été, mais il n'y a que deux mois, août et septembre, ou on n'a pas observé des cyclones. Le nombre total dans ce tableau est plus grand que celui dans le Tab. 108 et s'éléve à 328. Cela provient de ce que les cyclones qui ont commencé vers la fin d'un mois et fini au commencement du mois suivant sont annotés pour les deux mois.

La marche des cyclones est ici analogne à celle des cyclones de l'Atlantique nord, dont nous avons parlé plus haut. Dans la partie est au delà de 100° E. Long. les cyclones sont très rare. Ils naissent ordinairement en pleine mer à 5°—15° S. Lat. et marchent successivement vers l'WSW—SW—S—SE—ESE. La trajectoire forme ainsi une courbe parabolique avec son sommet à l'ouest. Nous donnons ici (Pl. VI hors texte) une reproduction des trajectoires en janvier de l'atlas cité: *Cyclone Tracks* etc. En comparant les cartes pour les différentes mois dans cette atlas on voit que les trajectoires sont en général situées plus au nord en l'hiver qu'en été. La route la plus fréquentée en été est aux environs de Maurice, comme il ressort de la carte de janvier. Cependant le sommet se trouve en moyenne à 60° E. Long. en janvier pour se déplacer de plus en plus vers l'est. Cela est prouvé par M. *Köppen* (1) qui a choisi sur les cartes dans le »*Cy-*

(1) Die Bahnen der Orkane im südlichen Indischen Ocean. Ann. d. Hydrographie und maritimen Meteorologie. 1892.


40°
50°
60°
Seychelles I.s
Amirante I.s
Chagos Archip.
Saya de Malha
10°
Cargados Carajos
M A D A G A S C A R
Tamatave
Mauritius
Rodrigues
20°
Réunion
30°
40°



CYCLONE TRACKS

IN THE

SOUTH INDIAN OCEAN

JANUARY

1848–1885

1848–1860	represented thus.........		Nº of Progressive	12,	of Stationary	3
1861–1870	"	– – – – –	"	18,	"	5
1871–1880	"	–·–·–·–	"	15,	"	9
1881–1885	"	———	"	7,	"	2
		Totals	"	52,	"	19

The small circles indicate the position at Noon.

represents either stationary cyclones or those of which only one observation is recorded.

NOTE.–*No information for the years 1849, 1850 and 1853.*

clone Tracks» les 89 trajectoires pour lesquelles la situation des sommets est bien déterminée et calculé pour chaque mois la position moyenne des sommets. Voici le résultat de ces déterminations:

Tableau 108.

	Nov.	Déc.	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai
Nombre des cas. . . .	4	12	28	20	13	8	4
Latitude moy.	17°.0	17°.0	22°.2	22°.0	20°.8	15°.0	14°.0
Longitude moy.	76°.0	67°.3	60°.0	63°.0	63°.5	74°.5	75°.0

Comme nous l'avons indiqué plus haut les cyclones sont rares à l'est de la longitude 76° E. Entre Java et l'Australie 12 cyclones seulement sont connus (1), distribués de la manière suivante: décembre 1, janvier 2, février 5, mars 3 et avril 1. Le centre a marché vers un point situé entre le WNW et le S. Il est bien constaté qu'au moins quelques-uns ont ensuite tourné vers le SE pour atteindre l'Australie ou la Tasmanie.

3. **Golfe du Bengale et mer d'Oman.** Les cyclones du Golfe du Bengale ont été étudiés, comme nous l'avons vu plus haut, par un grand nombre de savants: *Piddington, Willson, Blanford, Pedler,* et d'autres. Le directeur actuel du service météorologique de l'Inde, M. *Eliot,* a publié un traité special sur ces météores, dans lequel il a discuté tous les travaux anciens et recents (2).

Pendant les année 1877—1887, etudiées spécialement par M. *Eliot,* tous les cyclones ont été observés régulièrement. Pendant ce laps de temps on en a noté les nombres suivants:

Tableau 109.

Mai	7	Septembre	19
Juin	14	Octobre	13
Juillet	21	Novembre	15
Août	18	Décembre	3
		Total	110

(1) Deutsche Seewarte: Segelhandbuch für den Indischen Ozean. Hamburg 1892, p. 279.

(2) Handbook of cyclonic Storms in the Bay of Bengal. Calcutta 1890.

L'intensité de ces minima varie beaucoup. Il y en a qui ressemblent à nos minima en Europe, mais on rencontre en géneral des tempêtes beaucoup plus furieuses et souvent des cyclones d'une violence extrême. En avril on n'a pas observé un seul cyclone pendant les années en question, mais depuis 1749 à 1879 neuf sont connus. En janvier—mars ils sont tout à fait inconnus.

Presque tous les cyclones naissent dans le Golfe au nord de 9° Lat. N. Il est très rare qu'un cyclone venant du Golfe de Siam dépasse l'isthme de Krah pour continuer sa route sur le Golfe du Bengale. Il arrive plus souvent qu'un cyclone traverse l'Inde et se déchaîne sur la mer d'Oman (1), mais jamais un cyclone n'a passé de la Mer d'Oman sur le Golfe du Bengale.

Le point d'origine et la direction du centre varie avec les saisons.

Les cyclones en petit nombre observés en avril ont commencé dans la partie méridionale du Golfe, quelquefois à l'est des îles Andaman, et marchent vers l'ouest ou l'WNW vers Ceylan ou la Côte de Coromandel.

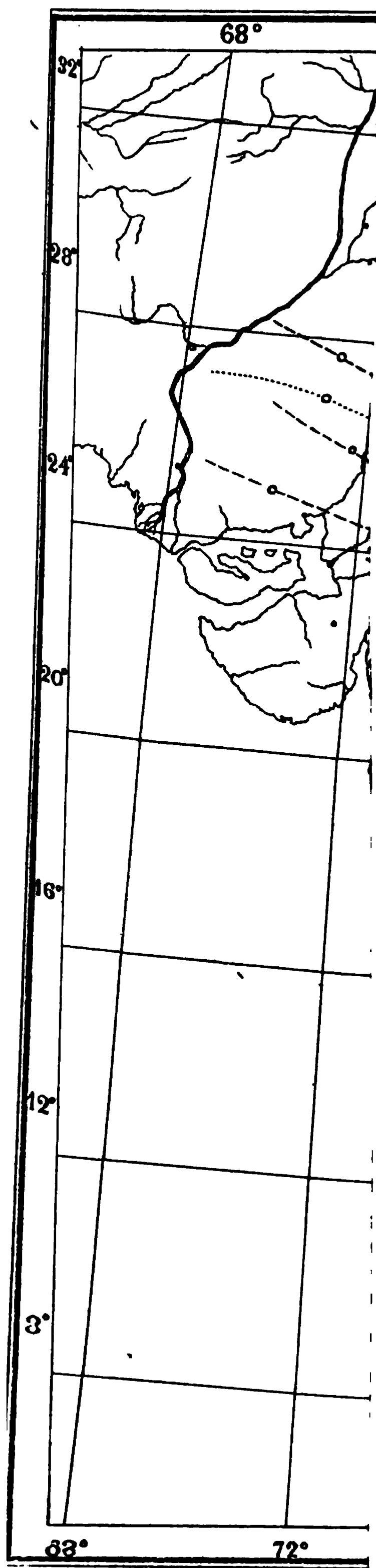
Les cyclones en mai se forment un peu plus au nord. Dans la première moitié du mois ils marchent le plus souvent vers l'ouest, mais plus tard ils se dirigent de plus en plus vers le nordouest vers l'Orissa ou le Bengale.

Pendant l'été, en juin—août, ils se forment presque toujours au nord de la latitude 20° N et marchent en général vers l'ouest ou l'ouest—nord—ouest vers l'Orissa ou l'embouchure du Ganges. Quelquefois ils se forment même sur terre au nord du Golfe. La Pl. VII hors texte fait voir les trajectoires de juillet selon M. *Eliot*.

En Septembre ils se forment un peu plus au sud mais ordinairement au nord de la Lat. 17° N. et en général au centre du Golfe. Ils se dirigent le plus souvent vers l'ouest entre Balasore et Coconada.

En octobre le point de formation se trouve en général au centre du Golfe antre les îles Andaman et la Côte de Circars et marchent vers cette côte pour prendre terre aux environs de Vizigapatam. Cependant il y en a quelques uns qui tournent vers le nord en marchant vers les embouchûres du Ganges.

(1) Voir plus haut T. II, p. 51.


68°
32°
28°
24°
20°
16°
12°
8°
68°
72°

En novembre les cyclones naîssent en général au sud de 12° Lat. N., et les trajectoires différent d'ordinaire beaucoup de celles des autres mois. De trois cyclones deux marchent vers la Côte de Coromandel, mais la trajectoire du troisième forme une courbe parabolique avec son sommet vers l'ouest, et le cyclone se dirige vers la Birmanie Anglaise sur les côtes NE du Golfe. Pendant ce mois les côtes au NW entre Sangor Island et Vizigapatam sont ne presque jamais atteintes des cyclones (voir Pl. VIII hors texte).

Les rares cyclones du mois de décembre naîssent entre les Iles Andaman et Ceylan, et se dirigent vers la Côte de Coromandel entre Madras et Negapatam.

Sur la *Mer d'Oman* les cyclones sont moins fréquents que sur le Golfe du Bengal. Ils se forment sur le bord boréal de la mousson du sud-ouest. Par conséquent, ils sont les plus fréquents en juin quand cette mousson avance vers le nord et en novembre quand il retrograde vers l'équateur. Les mois pendant lesquels la mousson du SW ou celle du NE règne sur toute la mer sont caractérisés par l'absence de cyclones.

En juin les cyclones naîssent aux parages des Iles Laquedives ou des Iles Maldives. Ils marchent vers le N ou le NNE pour tourner à la hauteur de Bombay vers le NW ou l'ouest et finir aux environs des Iles Kouryan-Mouryan sur la côte sudest de l'Arabie et quelquefois dans le Golfe d'Aden. (1)

En novembre ils naîssent aussi près des Iles Laquedives ou Maldives, mais la trajectoire forme en général une courbe parabolique avec le sommet à l'ouest. Ces cyclones, après avoir rebroussé chemin, continuent vers le NE et se dechaînent sur la côte de Konkan au sud de Bombay.

Dans la partie sudouest de la Mer d'Oman les moussons soufflent quelquefois avec des rafales assez fortes, mais les cyclones y sont inconnus.

(1) Un des rares cyclones violents dans le Golfe d'Aden a été décrit par le Vice-Amiral G. Cloué: L'ouragan de juin 1885 dans le Golfe d'Aden. 1er mémoire. Ann. hydrographiques. Paris 1886; 2d mém. Revue maritime et coloniale Paris 1887.

4. **Côtes orientales de l'Asie — Mer de Chine.** Les *typhons* de la Mer de Chine ont été connus et étudiés depuis *Dampier* par un grand nombre de savants et de navigateurs, dont nous avons cité plus haut les ouvrages les plus récents, *Piddington, Doberck, Dechevrens, Chevallier, Faura* et *Alguë.*

Dans le *Segelhandbuch für den Indischen Ozean* publié par la *Seewarte* à Hambourg en 1892 on a calculé pour les années 1855—1887 d'après ces auteurs et d'après un travail de M. le capitaine *Schück* (1) la distribution des typhons dans le cours de l'année.

Tableau 110.

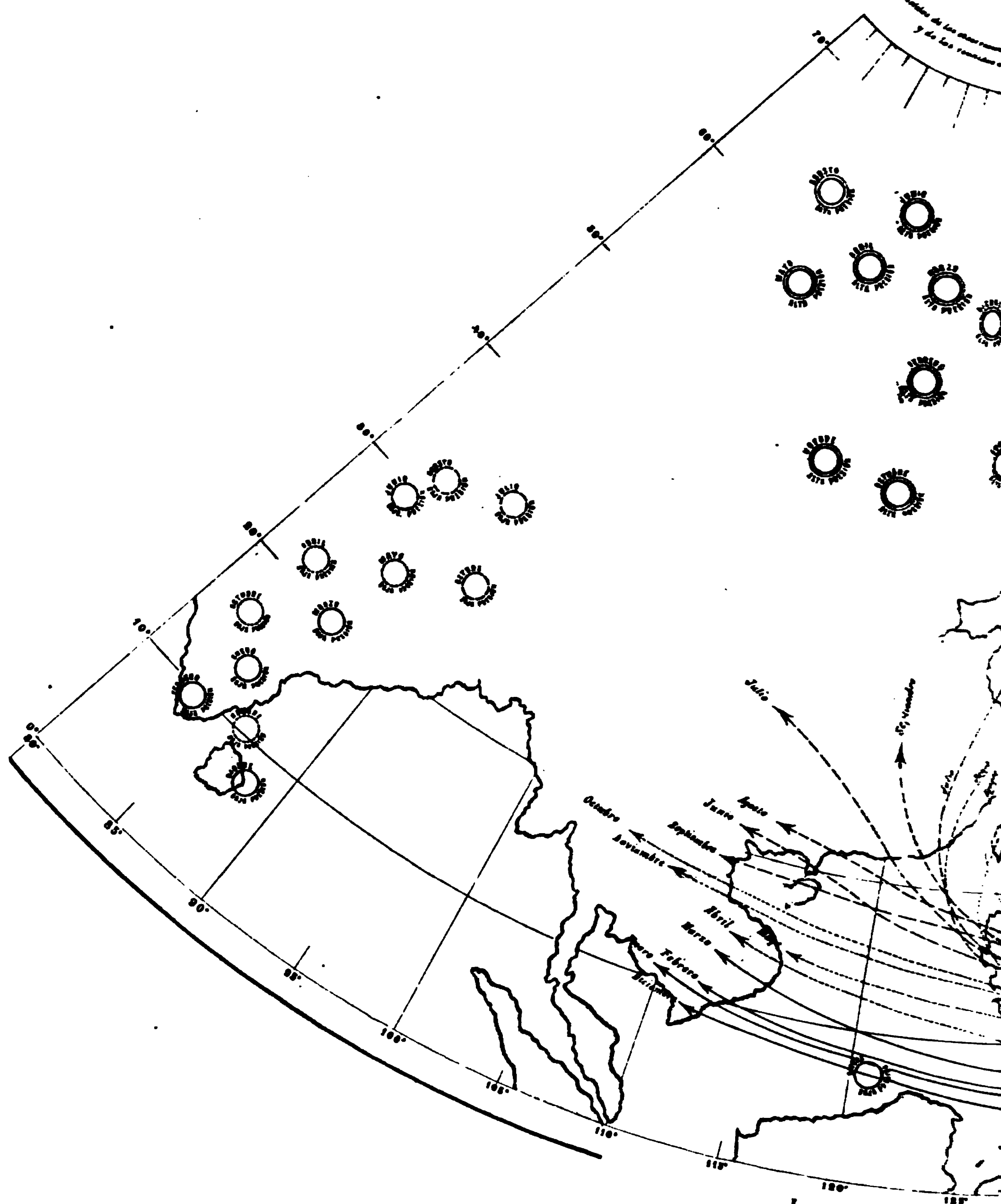
	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
au dessus de 20° Lat. N. . . .	—	—	—	—	1	4
au dessous de 20° Lat. N. . . .	1	—	1	2	4	4
	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
au dessus de 20° Lat. N. . . .	18	18	19	6	2	1
au dessous de 20° Lat. N. . . .	8	12	17	10	7	3

La discussion la plus complète sur les trajectoires des typhons se trouve dans le livre important du Rév. P. *José Algué* à Manille. (2) Il divise les typhons en deux classes: ceux qui naissent sur la mer Pacifique à l'est des Philippines et suivent une trajectoire presque parabolique, vers l'ouest, l'WNW, le N et le NE successivement, et ceux qui traversent la mer de de Chine pour disparaître dans l'intérieur du continent. Le nombre en est le plus grand de juillet à octobre, mais on peut en rencontrer dans tous le^ mois de l'année. La Pl. IX hors texte fait voir les trajectoires moyennes pour chaque mois.

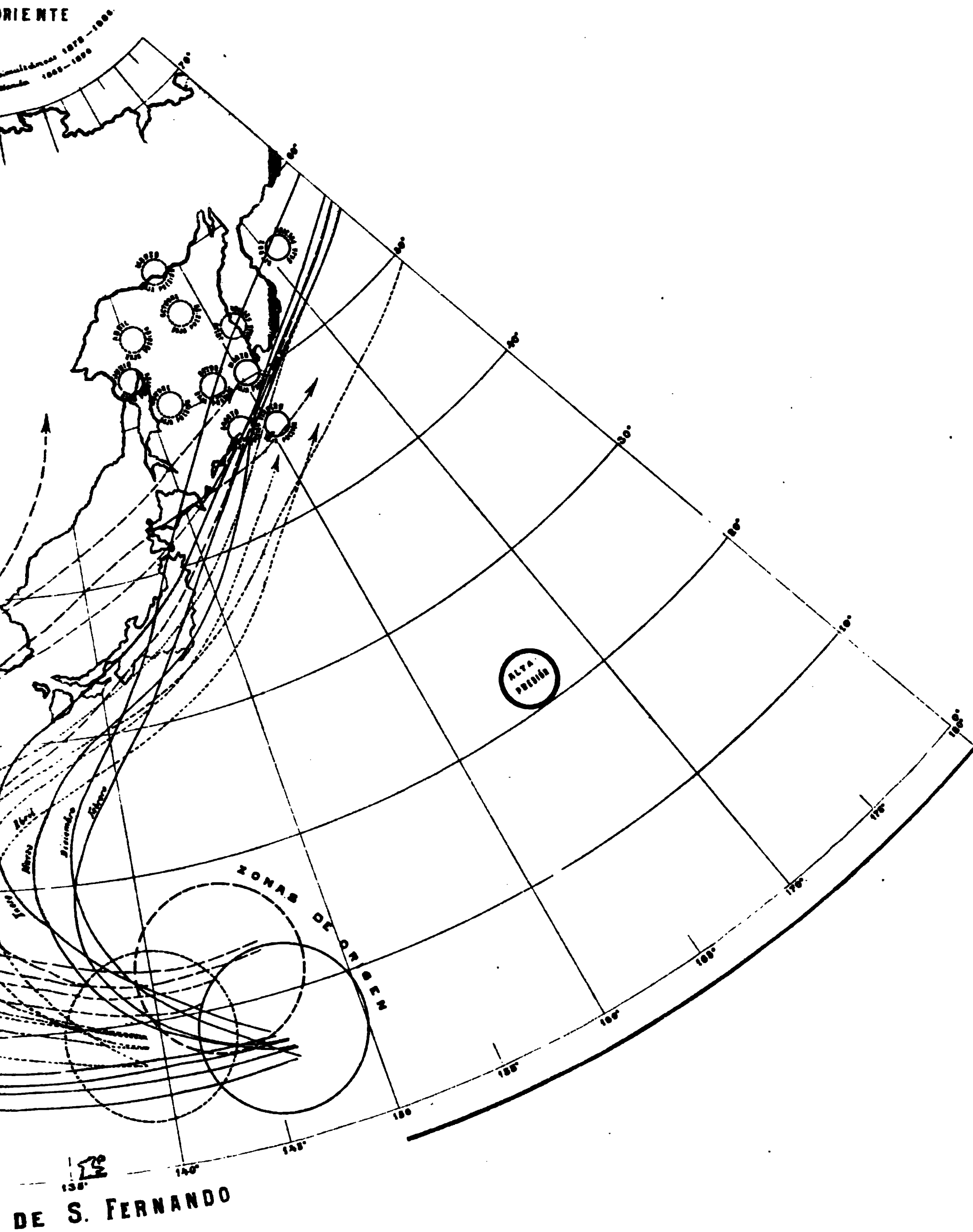
On voit par cette planche que les trajectoires se déplacent régulièrement pendant le cours de l'année. Pour la première classe on a

(1) Die Cyklonen mit Orkangewalt.

(2) Baguios o Ciclones Filipinos. Manila 1897.



Julio
Octubre
Junio
Agosto
Septiembre
Noviembre
Abril
Marzo
Febrero
70°
60°
50°
40°
30°
20°
10°
0°
85°
90°
95°
100°
105°
110°
115°
120°
LONGITUD E. DEL


DE MANILA
AS DE LOS
ONES
ORIENTE
ZONAS DE ORIGEN
ALTA PRESIÓN
DE S. FERNANDO

	Direction de la première branche	Latitude du sommet	Direction de la deuxième branche
Dec.—Mars	NNW	15°—19°	NNE
Avril, Mai, Octobre et Nov. . .	NW	16°—21°	NE
Juin—Septembre	NW 1/4 N	21°—25°	NE 1/4 N

Pour la deuxième classe on trouve que les typhons de l'hiver, décembre—mars, naîssent entre 5° et 12° Lat. N. et atteignent la côte de l'Inde Orientale entre 8° et 15°. Ceux du printemps, avril et mai, et de l'automne, octobre et novembre, naîssent entre 6° et 17° et sévissent sur le continent entre 12° et 23°. Les typhons de l'été enfin, juin—septembre commencent entre 8° et 20° et se dirigent vers la Chine méridionale ou le Golfe du Tonkin entre 18° et 30°.

En septembre il semble que la marche des cyclones est la plus irrégulière dans ces parages.

Les typhons de la première classe poursuivent leur route très loin au delà du Japon, souvent jusque vers la mer de Behring.

5. **Océan Pacifique.** Comme le nom de cet océan l'indique les cyclones y sont rare à l'exception de la partie la plus occidentale dont nous venons de parler.

Pour la partie de l'océan Pacifique Sud entre l'Australie et les Iles Pomotou on a trouvé dans les annales hydrographiques, les »Sailing-Directions«, les journaux etc., les discriptions de 125 cyclones. Ces cyclones sont discutés dans la *Segel-Handbuch für den Stillen Ozean* publié par la *Seewarte,* Hambourg 1897, p. 217. (Voyez le Tableau 111 à la page suivante.)

La fréquence est la plus grande pendant l'été de l'hémispère austral.

Le plus grand nombre a commencé au voisinage des îles les plus grandes. En effet les 6/7 de tous les cyclones naissent sur une bande d'une largeur de 350 milles nautiques à peu près, située entre une ligne tracée du cap sud de la Nouvelle Calédonie par Tutuila (Samoa) à 14° 19′ Lat. S. et 172° 57′ Long. W. et une autre passant par les îles Mallikollo (Hébrides) à 16° 10′

Tableau III.

Lieu du commencement des cyclones.

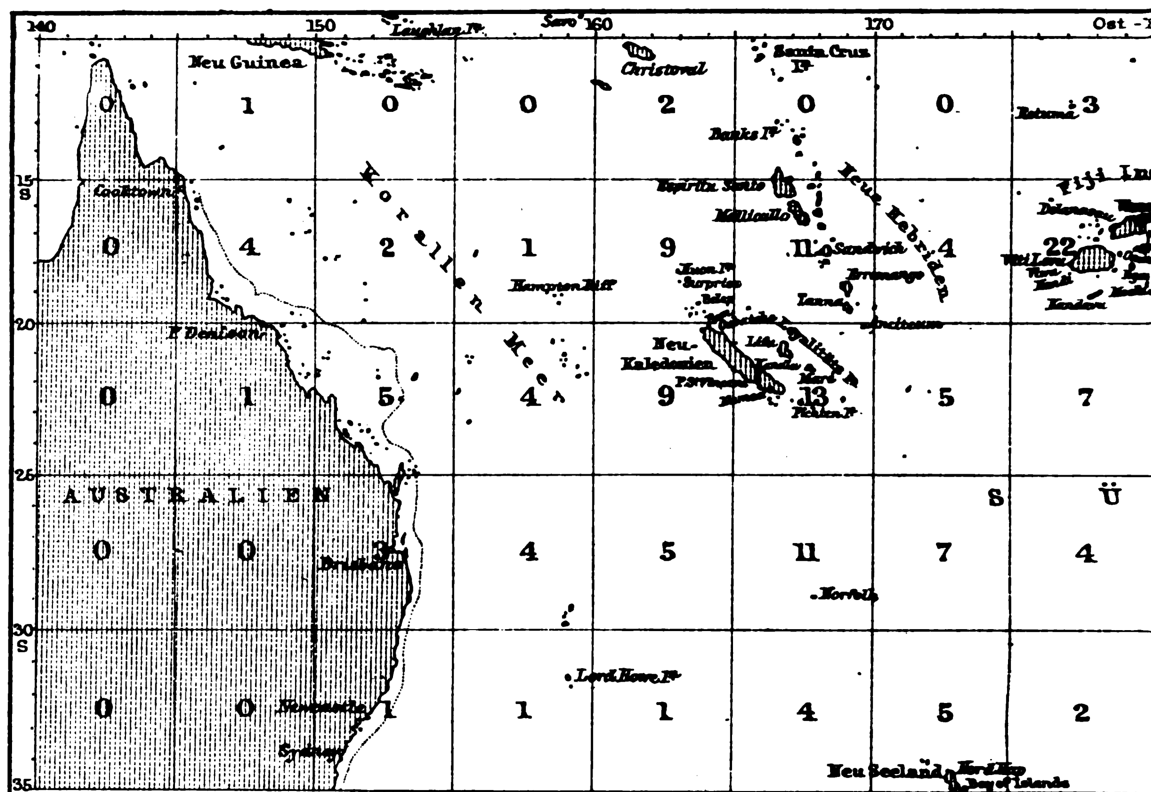
	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Somme
Queensland	—	—	—	—	2	—	3	1	—	6
Iˢ Salomon	—	—	—	1	1	—	2	—	—	4
Iˢ Hebrides et Nlle. Calédonie	1	1	1	1	11	9	6	—	—	30
Iˢ Viti	—	—	—	4	7	6	10	1	—	28
Iˢ Tonga	—	—	2	1	2	4	5	2	1	17
Iˢ Samoa	—	—	1	7	10	1	8	2	—	29
Archip. de Cook	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
Archip. Toubouaï	—	—	—	1	—	1	1	2	—	5
Iˢ de la Société	—	—	—	1	2	—	—	—	—	3
Iˢ Pomotou	1	—	—	—	—	1	—	—	—	2
Somme	2	1	4	16	36	22	35	8	1	125

Lat. S. et 165° 12′ E et Rotuma à 12° 31′ Lat. S. et 174° 45′ E. Cette bande s'étend ainsi du SW vers le NE.

Nous donnons ici (Pl. X hors texte) en facsimile deux cartes de la *Segel-Handbuch* de la *Seewarte*. La supérieure donne pour chaque carré de 5° le nombre de cyclones rencontrés. L'inférieure fait voir les trajectoires jusqu' ici determinées avec une précision suffisante. La marche des cyclones est, comme on voit, presque symmétrique à celle des Typhons dans les parages des Phillippines. En effet, ils vont en général successivement vers le SW, le S et le SE.

A l'est des Iles Pomotou jusqu'à la côte de l'Amerique les vrais cyclones sont inconnus.

Dans les calmes qui regnent pendant l'été à l'ouest de la côte du Mexique depuis le Cap St. Lucas au N jusqu'à la limite boréale de l'alizé du SE, un peu au nord de l'équateur, on rencontre quelquefois des cyclones. Ils sont tantôt des minima ordinaires tantôt des vrais ouragans; on en connaît en tout 45. Ils sont repartis dans les mois différents de la manière suivante.



Neu Guinea
Laughlan Is
Savo
Christoval
Santa Cruz Is
Banks Is
Espiritu Santo
Mallicollo
Neue Hebriden
Sandwich
Erromango
Tanna
Aneiteum
Fiji Inseln
Rotuma
Korallen Meer
Hampton Riff
Cooktown
P. Denison
Neu-Kaledonien
Loyalitäts Is
Lifu
Mare
Pichon Is
AUSTRALIEN
Brisbane
Norfolk
Lord Howe Is
Newcastle
Sydney
Neu Seeland
Nord Kap
Bay of Islands
Ost
140
150
160
170
15 S
20
25
30 S
35
10 S

Geographische Verbreitung der Orkane nach Fünfgradfeldern.

	180–175	175–170	170–165	165–160	160–155	155–150	150–145	145–140
10–15 S	3	27	0	1	0	0	1	0
15–20 S	12	21	7	6	0	3	4	1
20–25 S	15	15	6	8	8	3	0	0
25–30 S	6	4	3	1	3	5	3	0
30–35 S	2	3	1	0	0	0	0	0

180-West 170 160 150 140

15 S 20 25 30 S 35

Tongarewa, Caroline I., Wallis, Savaii, Apia, Samoa I., Upolu, Tutuila, Paumotu Inseln, Gesellschafts-Inseln, Tahiti, Keppel I., Lau I., Niue, Tonga-Inseln, Tongatabu, Palmerston, Aitutaki, Hervey I., Cook I., Rarotonga, Mangaia, Tibuai I., D S E E (Südsee), Kermadec I.

Orkan-Bahnen.

November u. Dezember ————
Januar u. Februar – – – –
März und April ··········
Zahlen sind Nummern der Liste.

119, 46, 24, 50, 32, 6, 121, 14, 57, 30, 10, 18, 120, 100, 77, 59, 65, 68, 101, 112, 133, 104, 67, 68, 46, 136, 64

0-West 170 160 150 140

Tableau 112.

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Somme
Toutes les dépressions .	1	—	—	—	—	2	
Ouragans	—	—	—	—	—	1	
	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	
Toutes les dépressions .	7	8	11	10	5	1	45
Ouragans	6	2	6	9	3	1	28

Ces cyclones marchent en général vers le NW et disparaissent au large. Cependant on en a observé quelques-uns au voisinage de la côte qui parcourent une trajectoire parabolique avec le sommet situé au sud du Cap St. Lucas. De là ils continuent vers le NE et atteignent la Sierra Madre au Mexique.

Avant de quitter les cyclones tropiquaux pour discuter les dépressions des zones tempérées il faut ajouter que fréquemment les trajectoires que nous avons indiqué comme parabolique ne le sont que d'une manière approximative. On a des exemples certains de cyclones et de typhons bien étudiés, dont les trajectoires ont présenté de grandes sinuosités et ont même décrit des boucles fermées.

II. *Zones Tempérées.*

Nous avons vu plus haut que *Sonrel* a déjà dressé pour 1865 les trajectoires des centres des bourrasques (voir T. I. p. 73 et Pl. VIII). (1) *Clement Ley* a aussi donné les cartes des trajectoires des minima pour mars, août et décembre dans son livre sur les lois des vents publiée en 1872. (2) Nous avons vu de

(1) Études sur les mouvements généraux de l'atmosphère. Versailles 1867. Thèses pour le Doctorât.

(2) The laws of the Winds prevailing in Western Europe. I. London 1872, p. 46. Charts N° II, III and IV.

même les résultats trouvés par M. *Mohn* dans son *Atlas des Tempêtes* (voir en haut T. I. p. 111). Ils ont trouvé, comme tous ceux qui ont étudié nos tempêtes en Europe, que les centres de dépression sont venus de la mer et ont traversé le continent, surtout l'Angleterre et la Scandinavie, dans la direction principale de l'ouest à l'est. En moyenne les trajectoires sont concaves vers le sud. En effet, selon M. *Mohn* les centres se dirigent en moyenne sur la mer vers l'E 10°,6 N, en Scandinavie et en Allemagne vers l'E 7°,5 S et en Russie vers l'E 27°,5 S. Cependant les centres marchent tantôt vers le NE, tantôt vers le SE. Il y en a même à de rares intervalles quelques uns qui vont en sens contraire vers l'ouest. Déjà dans son mémoire *Stormenes Love* (Lois des Tempêtes) publié en 1868 M. *Mohn* a emis l'opinion que la trajectoire d'un cyclone est principalement determinée par les anticyclones qui l'entourent. En général *une dépression a une tendence a circuler autour d'une aire à haute pression en laissant le maximum à droite.* Ordinairement la pression la plus haute existe en Espagne et au sud de la France. Or, la trajectoire se dirige en moyenne de l'ouest à l'est au dessus de l'Angleterre, la Suède et la Baltique en s'abaissant vers l'est-sud-est en Russie.

Si la haute pression s'étend plus vers le nord la trajectoire des minima s'élève aussi vers le nord et passe par l'Écosse, la Mer du Nord, le Golfe de Bothnie et le Golfe de Finlande pour continuer en Russie vers le sudest. Dans le cas ou le maximum s'est établi au centre de l'Europe on voit le centre des dépressions aller des parages de l'Islande ou des Færöer au-dessus de la Laponie vers la mer Blanche. En printemps les maxima sont souvent placés à l'ouest sur la Grande Bretagne. Alors les minima déscendent de l'Islande sur la Scandinavie, la Baltique et la Russie. Enfin, si un maximum très fort existe sur la Scandinavie et la Finlande, les dépressions sévissent sur l'Allemagne. Leur marche est alors fort indécise et il arrive quelquefois qu'elles vont vers l'ouest. Un des cas les plus remarquable c'est la tempête du 12 au 14 novembre 1872 qui a causé des inondations terribles sur les côtes meridionales de la Baltique. (1) Le

(1) A. Colding: Nogle Undersögelser over Stormen over nord- og mellem-Europa af 12:te—14:de November 1872 og over den derved fremkaldte Vandflod i Östersöen. Mémoires de l'acad. Roy, de Copenhague, 6me sér. V. I. N° 4. 1881.

12 un maximum qui dépassait 780 mm avait son centre en Laponie suédoise, et droit au sud en Hongrie se trouvait le centre d'une dépression de 745 mm. Le 15 au matin le maximum s'était transporté à l'intérieur de la Finlande et la dépression sur la Hollande, c'est à dire vers l'ENE. Les isobares étant très serrées au-dessus de la Baltique entre le minimum et le maximum regnait une tempête violente du NE qui causait des variations tout-à-fait extraordinaires dans le niveau de la mer. La mer baissa de 1 m environ sur les côtes du Golfe de Finlande et s'éleva de 2—3 m au sud-ouest, produisant ainsi des inondations sur les côtes allemandes et danoises.

Selon M. *Mohn* c'est en général dans ce cas que les isobares sont le plus serrées entre un minimum et un maximum. Par conséquent les vents sont en général les plus fort au sud ou au sud-ouest du centre d'une dépression.

En 1870 le Dr. *Prestel*(1) a trouvé aussi que les dépressions circulent autour d'un maximum dans le même sens que les aiguilles d'une montre. Or, il faut qu'elles se meuvent en général de l'ouest à l'est en s'abaissant ensuite vers le SE, les maxima barométriques étant situés en général sur la partie sud-ouest de l'Europe.

Cette question a été traitée avec plus de détails par *Clement Ley* en 1876.(2) Il a discuté les cartes synoptiques pour 9 années. En 800 jours il a pu constater nettement la direction du centre dans laquelle les isobares étaient les plus serrées et par conséquent le gradient le plus fort. Pour chaque cas il a annoté la direction vers laquelle le centre marchait. Les résultats sont consignés dans le tableau 113 à la page suivante.

L'inspection de ce tableau fait voir que le centre se meut en général à peu près à angle droit avec la direction vers laquelle les isobares sont les plus serrées. Si le gradient le plus fort se trouve à l'E, au SE ou au S du centre de la dépression marche le plus souvent vers le N, le NE ou l'E, etc. Cependant,

(1) Bahn der mit dem Golfstrome von Südwest nach Nordost über den nordatlantischen Oceane längs der Küsten von Nordwest-Europa fortschreitenden Sturmfelder. — Meteor. Zeitschr. 1870.

(2) The connection between the relative steepness of gradients in a depression and the course of the depression. — Journal of the Scottish Meteor. Soc. Vol. IV. 1876, p. 330.

Tableau 113.

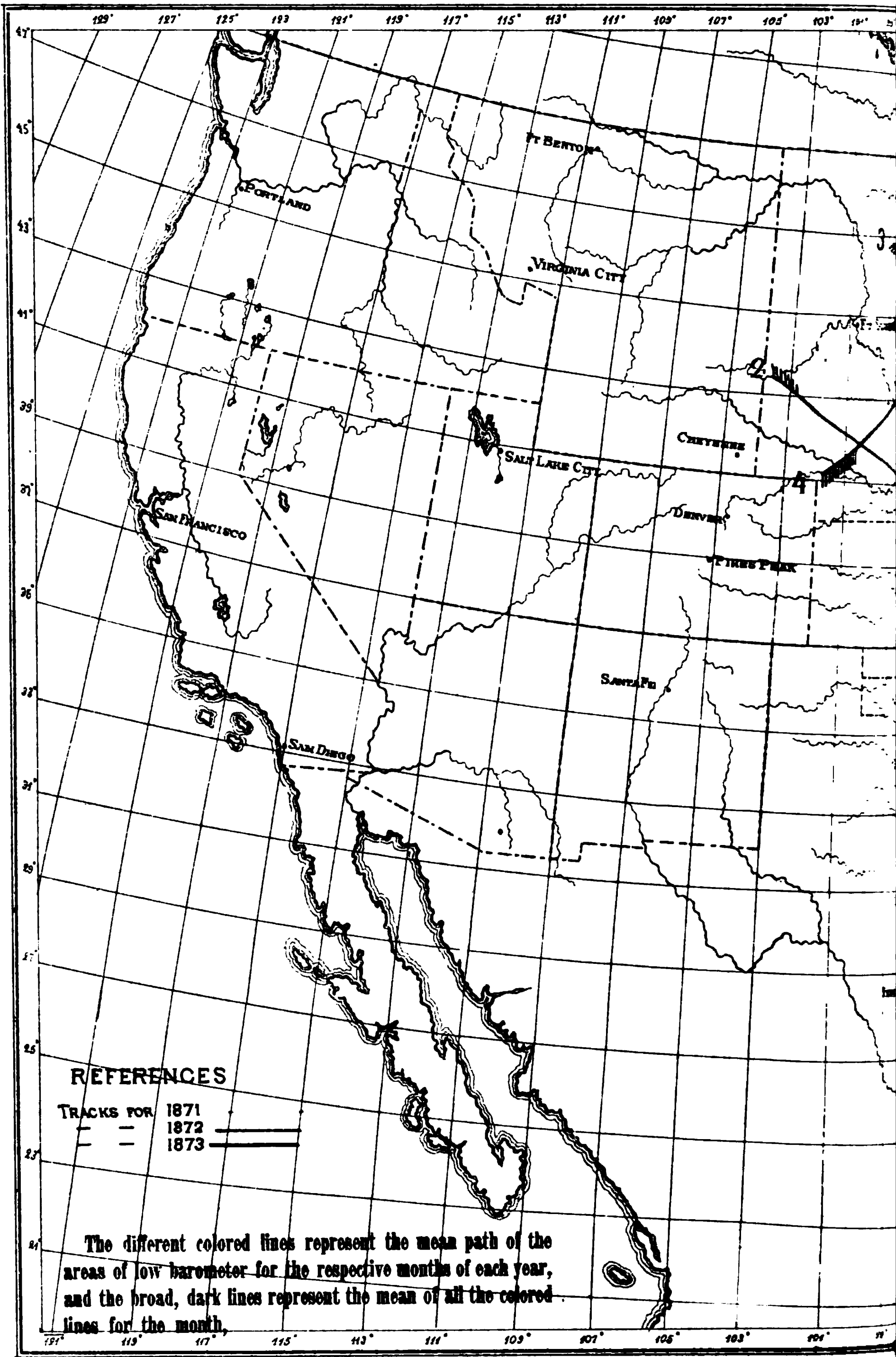
Isobares le plus rapprochées vers	Marche du centre vers									
	SW	W	NW	N	NE	E	SE	S	Immo-biles	Somme
E	2	1	5	**15**	4	2	3	—	6	**38**
SE	—	—	13	39	**129**	38	11	—	6	236
S	—	—	3	25	80	**93**	10	—	3	**214**
SW	—	—	3	11	19	**64**	34	8	10	**149**
W	1	—	1	6	6	12	**15**	12	11	**64**
NW	1	—	—	3	5	2	3	8	**13**	35
N	—	3	1	1	—	3	9	1	**11**	29
NE	3	2	3	3	7	2	3	2	**10**	35

si les gradients les plus forts se trouvent au NW, au N ou au NE du centre, celui-ci reste le plus souvent immobile ou se meut (ordinairement lentement) vers une direction quelconque; pourtant un mouvement vers l'ouest, qu'on devrait trouver alors, est en effet assez rare. Ce fait a inspiré à M. *Clement Ley* cette idée, — »peut-être plus simple que correcte» dit-il — que la direction du centre est la résultante de deux forces indépendantes, l'une la force du gradient *(gradient force)* qui dirige le centre à angle droit de la direction vers laquelle les isobares sont les plus serrées, l'autre une force inconnue, un peu plus forte que la première, qui l'amène vers le NE ou l'E.

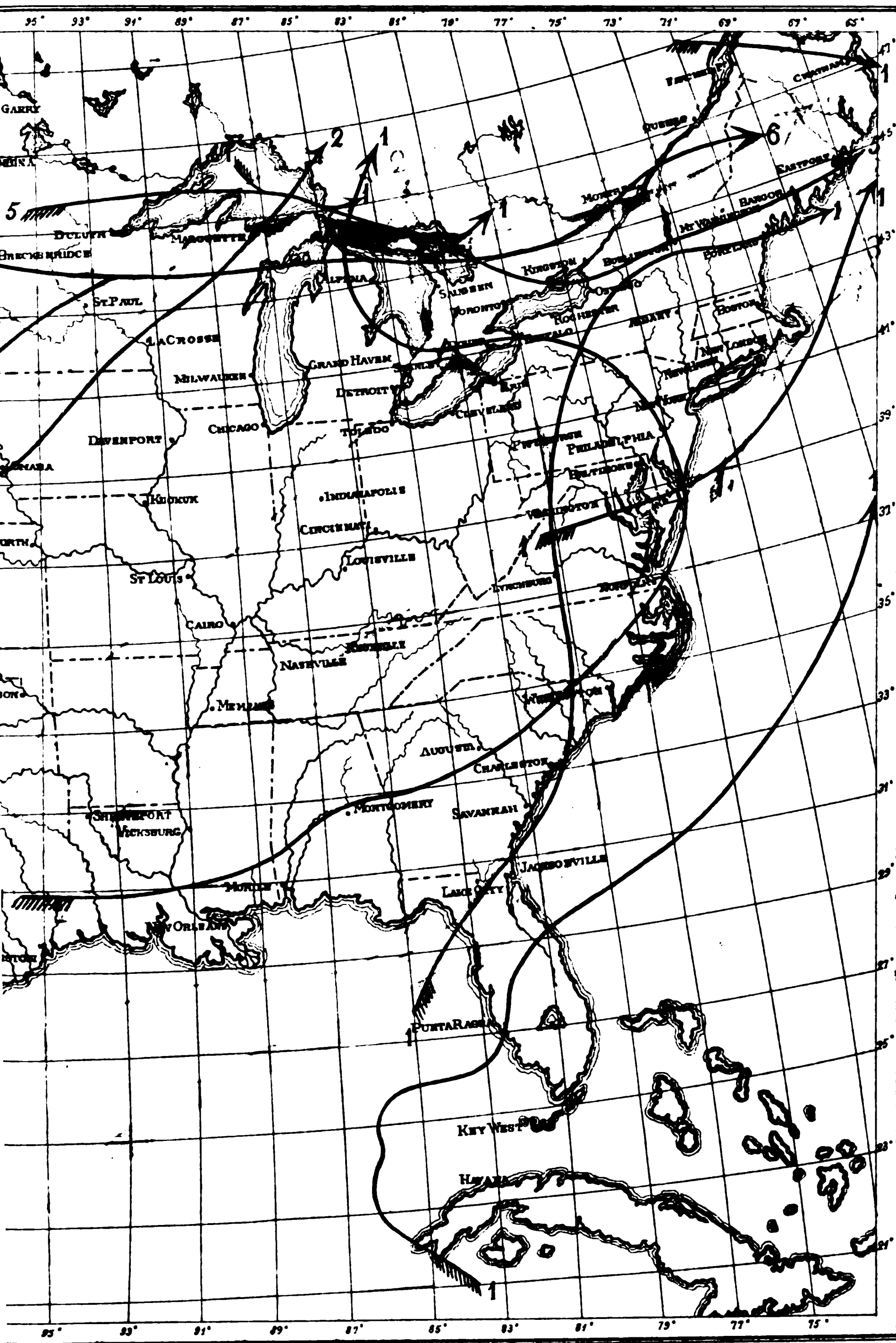
En Amérique les premières déterminations des trajectoires des dépressions ont été faites par le lieutenant *Jackson.* (1) Comme on faisait alors à Washington 3 cartes synoptiques par jour, il était facile de tracer avec précision les trajectoires des cyclones. M. *Jackson* a employé pour ces recherches 3375 de ces cartes. Sur douze cartes, une pour chaque mois, il a figuré toutes les trajectoires. Ce travail montra clairement qu'il existe certaines voies que les dépressions suivent avec prédilection. La route la plus fréquentée commence au nord-ouest des États Unis et s'étend au dessus ou dans certaines mois un peu au sud des grands lacs. En moyenne

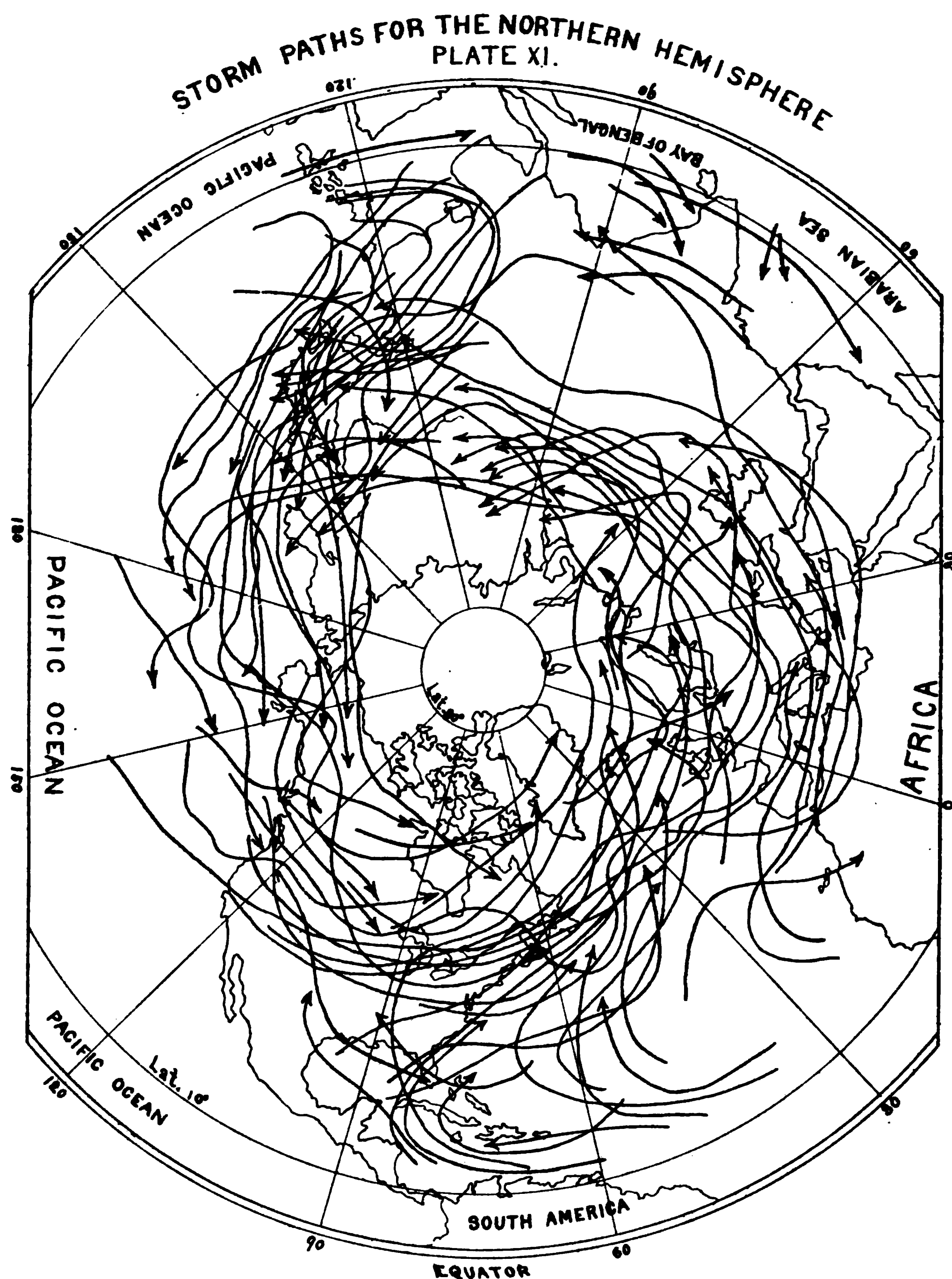
(1) Report of the Chief Signal Officer for 1874, p. 96.

MEAN TRACKS OF LOW BARO



ER FOR OCT. 1871. 72 & 73. Pl. XI.




STORM PATHS FOR THE NORTHERN HEMISPHERE
PLATE XI.
PACIFIC OCEAN
BAY OF BENGAL
ARABIAN SEA
PACIFIC OCEAN
AFRICA
Lat. 10°
PACIFIC OCEAN
Lat. 10°
SOUTH AMERICA
EQUATOR
120
90
60
150
180
150
120
90
60
30
0
30

cette route située entre 43°—45° de Lat., est fréquentée par la plupart des centres de dépression. Une autre va du SW vers le NE et en hiver une troisième longe les côtes du Golfe de Mexique et de l'Atlantique. Pour chacune de ces routes il a déterminé *la trajectoire moyenne*. Cela fait pour trois année, ces trajectoires mensuelles moyennes ont été transportées en couleurs differentes sur une autre carte, et enfin au moyen d'elles les routes définitives sont indiquées par des bandes minces. Nous donnons comme spécimen la carte pour octobre, (pl. XI hors texte).

Pendant dix années, 1875—1884, le *Signal Office* à Washington a publié (1) des observations simultanées (midi, temps de Greenwich) de tout l'hémisphère boréal et des cartes synoptiques journalières pour la même heure. De cette collection magnifique *Loomis* (2) a tiré les routes les plus fréquentées des centres des depressions barométriques pour 4 années. (Pl. XII hors texte.) On trouve que partout au nord de 30° N les centres marchent de l'W à l'E en moyenne. Il y a deux *points de convergeance*, l'un à Terre Neuve, l'autre auprès du Japon. Il remarque que ces points sont situés en deux regions auxquelles deux courants marins, l'un chaud et l'autre froid, se rencontrent.

Pour l'Amérique du Nord les recherches de *Loomis* ont confirmé le résultat trouvé par *Jackson* que la route au dessus des grands lacs est sans comparaison la plus fréquentée par les centres de dépression.

En Europe il n'y a pas une route aussi prédominante. Les dépressions passent tantôt dans une direction tantôt dans une autre au-dessus de toutes les différentes parties du continent. Cependant, M. M. *Köppen* et *van Bebber* (3) à la Seewarte à Hambourg ont étudié avec assiduité ces trajectoires, en apparence tout à fait irrégulières, et ils ont reconnu qu'il y a quelques routes en moyenne plus fréquentées que les autres. Ces trajectoires principales *(Hauptstrassen)* sont les suivantes. (Pl. XIII hors texte.)

(1) International Bulletin.

(2) Contributions to meteorology. T. I. New Haven 1885.

(3) Deutsche Seewarte: Monatliche Übersicht der Witterung. Köppen: II. 1877. Einleitung. — van Bebber: V. 1880. Einleitung, VII. 1882. N:o 3. Typische Witterungserscheinungen. — Voir aussi: van Bebber: Handbuch der ausübenden Witterungskunde. II, p. 276.

I. De la mer au NW de l'Écosse aux îles Lofodden en Norvège septrentrionale. Vers ces parages converge aussi une autre route moins connue des environs de l'Islande. Des îles Lofodden les dépressions continuent, tantôt vers le Cap Nord (I a), tantôt vers la Mer Blanche (I b), tantôt vers Haparanda au fond du Golfe de Bothnie (I c).

II. Des îles Faeröer presque droite à l'E par Christiania, Stockholm et St. Pétersbourg dans l'interieur de la Russie.

III. Des îles Faeröer vers le SE par le Skagerrack et la Suède méridionale sur la Baltique. Là il y a une bifurcation; une partie des dépression continue vers le SE (III a), une autre se rend vers le NE à la Finlande (III b).

IV. De la mer au sud de l'Irlande vers le NE, une branche (IV a) par le Skagerrack et les grands lacs suédois vers la Finlande, une autre (IV b) par les îles danoises et la Baltique vers le Golfe de Finlande.

V a. De la Bretagne vers le SE à la mer Adriatique. Là une autre route venant de la Méditerranée va se reunir avec celle-ci. Après il y a une trifurcation. Une trajectoire (V b) s'étend au NE jusqu'à la Finlande, une autre (V c) vers la Mer Noire et une troisième le long de la Mer Adriatique.

Les fréquences suivantes trajectoires différentes sont les suivantes (1876—1889): (1)

	I	II	III	IV	V a	V b
Oct.—mars	86	52	46	34	28	37
Apr.—sept.	76	22	10	44	10	35

Ainsi les trajectoires dirigées vers le SE, III et V a, sont surtout fréquentes en hiver.

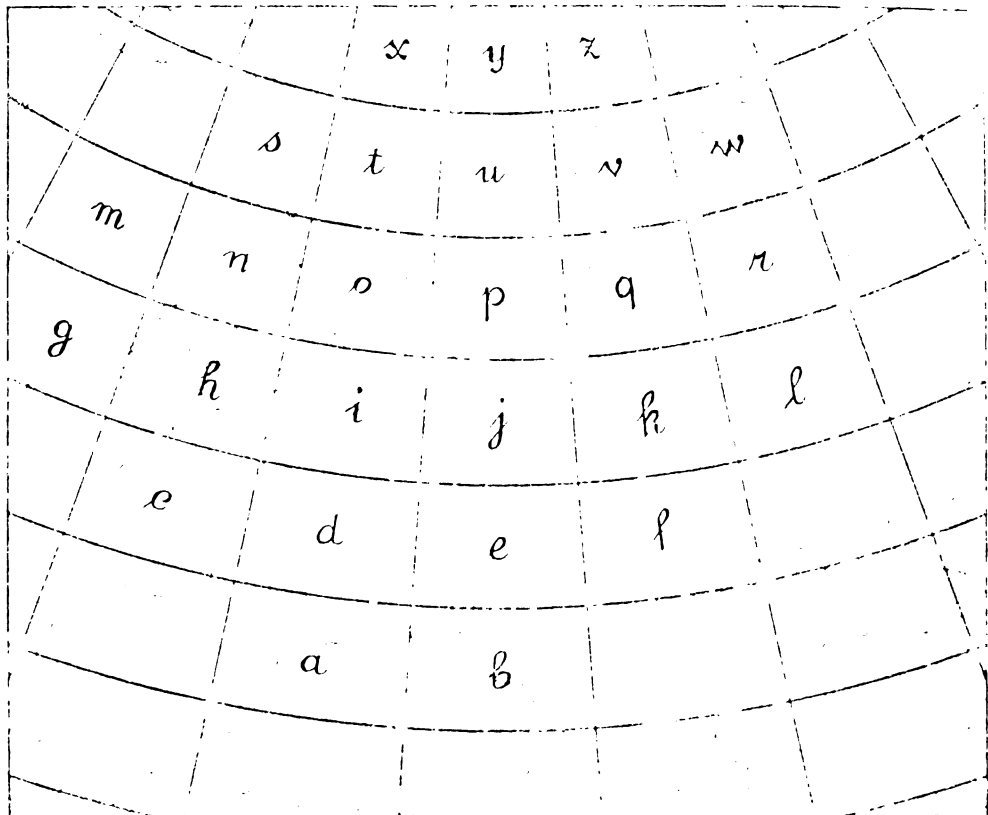
Il est a remarquer que les dépressions ont une prédilection pour certaines régions. Ces régions sont le plus souvent fréquentées, et les dépressions y restent, quelquefois pendant un temps plus ou moins long. M. *van Bebber* a divisé la surface de l'Europe et les mers environnantes en aires de 10° de longeur et 5° de latitude (voir Pl. XIII hors texte) et il a calculé le nombre de fois que le centre d'une dépression a été trouvé en chaque

(1) van Bebber: Die Wettervorhersage. Stuttgart 1891, p. 35.

W. J. van Bebber Trajectoires



Aires de W. J. van Bebber



aire en se servant des cartes synoptiques journalières pour les années 1876—1880. Les résultats sont resumés dans le tableau 114 p. 166. Les aires n'étant pas de la même grandeur, il a pris comme unité de surface celle qui est comprise entre deux méridiens distants de 10°, dans la zone limitée par les parallèles de 50° et de 55°.

La dernière colonne est donc deduite de la précédente à l'aide des facteurs suivantes.

40—45°	45—50°	50—55°	55—60°	60—65°	65—70°
0.83	0.90	1.00	1.13	1.31	1.59

On voit par ce tableau que les dépressions sont les plus fréquentes sur mer à l'ouest de la Norvège, sur la mer du Nord, sur la Suède méridionale et la Baltique, à l'entrée de la Manche et sur la Méditerranée et l'Adriatique, c'est à dire en général sur les mers au voisinage des côtes. Par contre elles sont moins fréquentes dans l'intérieur du continent, surtout dans les pays montagneux comme la Suisse et la partie boréale de la péninsule Scandinave.

Le tableau fait voir aussi qu'il y a presque partout une variation annuelle dans la fréquence. En général on a au sud-ouest de l'Europe un maximum au printemps et un minimum en été et au nord-ouest un maximum en automne et un minimum au printemps. En Allemagne et en Russie (aires *j, k, l)* la variation est très petite.

Les trajectoires des dépressions sur l'Atlantique Nord ont été étudiées par *Loomis* et *Hoffmeyer.*

Loomis (1) a indiqué sur une carte les positions successives de toutes les dépressions indiquées dans *L'Atlas des mouvements généraux de l'atmosphère,* publié par l'Observatoire de Paris, dans les *Cartes synoptiques journalières* de *Hoffmeyer* et dans les *International Charts* du *Signal Office.* Il a ainsi tracé les trajectoires de toutes ces dépressions et a trouvé qu'il est relativement rare qu'une dépression, qui a quitté les côtes des États-

(1) Contributions to meteorology. Tenth Paper. Amer. Journ. of Science and arts. Vol. 17. 1879. — Contributions to meteorology. Revised Edition. I. New Haven 1885, in —4.

Tableau 114.

Aire	Hiver	Printemps	Été	Automne	Année	Réd. à 50° Lat.
a	4.4	7.2	1.8	4.0	17.4	14.4
b	6.0	10.0	2.8	10.4	29.2	24.2
c	3.6	5.2	1.6	5.2	15.6	14.0
d	3.2	6.2	3.0	3.4	15.8	14.2
e	3.4	4.4	1.8	3.0	12.6	11.3
f	3.0	6.4	4.2	3.0	16.6	14.9
g	3.8	3.0	1.8	3.6	12.0	12.0
h	6.2	8.6	8.4	5.2	28.4	28.4
i	6.6	5.2	7.4	6.6	25.8	25.8
j	5.6	4.8	3.8	4.0	18.2	18.2
k	3.8	3.6	3.2	3.0	13.6	13.6
l	2.4	3.4	3.6	2.0	11.4	11.4
m	2.6	1.0	1.6	2.0	7.2	8.1
n	5.8	5.0	6.8	5.6	23.2	25.9
o	6.6	5.2	7.6	6.4	25.8	29.1
p	9.0	6 4	11.0	9.2	35.6	40.1
q	6.2	5.4	6.4	8.0	26.0	29.4
r	2.8	3.8	2.4	2.4	11.4	12.9
s	3.0	2.2	4.0	4.2	13.4	17.6
t	3.6	2.6	4.0	5.0	15.2	19.9
u	2.0	4.2	6.0	5.4	17.6	23.0
v	4.7	4.9	5.2	3.2	18.0	23.6
w	4.0	4.6	6.0	5.8	20.4	26.7
x	3.0	0.8	1.2	2.0	7.0	11.1
y	4.4	3.2	3.2	5.2	16.0	25.4
z	4.2	2.2	2.6	2.8	11.2	17.8
Somme	112.0	119.2	110.6	117.6	459.4	

Unis, traverse l'océan jusqu'à l'Europe. En effet, il n'y en a que 18 par année moyenne qui font cette traversée. En général les

dépressions sans cesse se transforment, naissent, se dissolvent, se partagent en plusieurs, ou plusieurs d'elles coexistent sur la surface de Atlantique. Pour les trajectoires qui s'étendaient de l'Amérique jusqu'à l'Europe il a determiné les latitudes auxquelles les longitudes de 10°, 20°, 30°, 40°, 50° et 60° W de Greenwich ont été coupées en moyenne, et pour ces points il a calculé la direction moyenne des centres de dépression. Voici le résultat. (1)

Tableau 115.

Les dépressions marchent vers.

	Long. 60° Lat. 46°.9	Long. 50° Lat. 48°.9	Long. 40° Lat. 51°.8	Long. 30° Lat. 53°.9	Long. 20° Lat. 54°.9	Long. 10° Lat. 55°.5
Janvier . .	N 66° E	N 61° E	N 64° E	N 74° E	N 86° E	N 96° E
Février . .	66	67	60	60	74	82
Mars . . .	73	69	68	65	71	79
Avril . . .	63	68	72	79	91	97
Mai . . .	62	67	68	71	76	76
Juin . . .	76	63	64	67	71	71
Juill. . . .	72	62	59	68	76	80
Août . . .	69	74	74	77	72	71
Sept. . . .	67	72	78	75	75	73
Octobre . .	67	64	72	68	73	72
Nov. . . .	70	67	62	69	68	69
Déc. . . .	65	66	62	67	73	80
Année	N 68° E	N 67° E	N 67° E	N 70° E	N 75° E	N 79° E

Pour voir s'il y avait coïncidence entre la trajectoire moyenne des dépressions et la direction moyenne du vent à la surface terrestre il a dressé le tableau suivant contenant les moyennes pour les quatre mois de janvier, avril, juillet et octobre. La direction du vent est calculée d'aprés les tableaux du Bureau Hydrographique à Washington. (2)

(1) l. c. 1885, p. 28.
(2) l. c. p. 31.

Tableau 116.

Trajectoires et Directions du vent.

Long.	Trajectoires		Vent		Diff. en Lat.	Diff. de direct.
	Lat.	Direction vers	Lat.	Direction du		
60°	46°.9	N 67°.0 E	42°.5	N 79°.3 W	4°.4	— 33°.7
50	48 .9	N 63 .7 E	42 .5	S 85 .2 W	6 .4	— 21 .5
40	51 .3	N 66 .7 E	47 .5	S 61 .6 W	3 .8	+ 5 .1
30	53 .9	N 72 .2 E	47 .5	S 73 .5 W	6 .4	— 1 .3
20	54 .9	N 81 .5 E	50 .0	S 65 .2 W	4 .9	+ 16 .3
10	55 .5	N 86 .2 E	52 .5	S 58 .6 W	3 .0	+ 27 .6

Ainsi la direction des dépressions coïncide sensiblement avec la direction moyenne du vent au milieu de l'océan, mais dans la partie occidentale de l'Atlantique elles se déplacent vers un point plus boréal et dans la partie orientale vers un point plus meridional que le vent.

Les trajectoires qui traversent l'Atlantique vont ainsi en général au nord de l'Écosse, et la probalité qu'une dépression qui a quitté les côtes de l'Amérique va aborder l'Angleterre ou un point plus méridional de l'Europe ne dépasse pas $^1/_9$. Ainsi la prévision du temps pour l'Europe n'est pas possible de Washington. La plus grande partie des dépressions en question est formée sur la terre des États Unis entre le Texas et les Montagnes Rocheuses. Une seule fois, du 19 janvier au 3 février 1875, il a pu suivre une dépression du Pacifique à travers les États Unis et l'Atlantique jusqu'à l'Islande, le Cap Nord et le Golfe de Bothnie.

L'ouvrage de *Hoffmeyer* (1) est plus important encore. Il s'est servi de ses *Cartes synoptiques journalières* et a étudié les perturbations, qui dans le cours de 21 mois, se sont manifestées sur l'Océan Atlantique, déterminant avec autant de précision que possible leur trajectoires. Admettant que la région septentrionale de l'Océan Atlantique ait pour limites les 30° et 70° Lat. N. et les

(1) N. Hoffmeyer: Étude sur les tempêtes de l'Atlantique septentrional et projet d'un service télégraphique international relatif à cet océan. Copenhague 1880.

60° et 10° de longitude à l'ouest de Greenwich, qui sont les méridiens par l'extrême est de la Nouvelle Écosse et par l'extrême ouest de l'Irlande, il a pu dans l'espace de 21 mois y suivre 285 minima barométriques plus ou moins marqués et il a constaté que de ce nombre:

A — 23, soit 8 %, font leur première apparition dans la baie de Baffin ou le détroit de Davis, provenant vraisemblablement, pour la plupart, des régions arctiques de l'Amérique.

B — 126, soit 44 %, arrivent en traversant les États Unis de l'Amérique du Nord et le Canada.

C — 25, soit 9 %, apparaissent entre Terre-Neuve et les Açores et viennent probablement des régions tropicales de l'Océan Atlantique.

D — 106, soit 37 %, se forment en plein océan par une segmentation des perturbations déjà existantes et sont en conséquence désignées sous le nom de minima partiels ou secondaires.

E — 5, soit 2 %, semblent s'être produits spontanément au large.

Ainsi en 21 mois ou 638 jours on a observé 285 perturbations. L'hiver a donné une moyenne de 42, le printemps de 37, l'été de 35 et l'automne de 45. Cependant il faut remarquer qu'en été plus de la moitié se produisent sur l'océan même sous forme de minima partiels, ce qui n'arrive que pour un tiers durant les autres saisons.

Nous voyons que 61 % seulement du nombre total des perturbations sur l'Océan Atlantique, savoir A, B et C y arrivent de l'ouest, tandis que 39 %, D et E, se forment en pleine mer.

Il trouva, comme *Loomis,* qu'une grande partie de ces dépressions n'atteint pas l'Europe. En effet, de ces 285 minima 145 seulement ont dépassé le méridien de 10° Long. W. Voici la répartition de ces 145 minima d'après leur origine:

A — 17	minima	arctiques	12 %
B — 68	»	de l'Amérique du Nord	47 %
C — 8	»	intertropicaux	5 %
D — 48	»	partiels	33 %
E — 4	»	de formation spontanée	3 %

Des 17 minima arctiques 8 ont marché droit à l'est à 70° de Lat. N. vers la mer entre le Spitzberg et la Norvège, 7 ont passé entre l'Islande et l'Écosse vers la Norvège et 2 seulement se sont dirigés vers l'Angleterre. Ces minima ont employé deux jours et demi en moyenne pour se transporter du méridien 50° au méridien 10° de Long. W.

Les 68 minima du groupe B étaient distribués de la manière suivante:

a — 22 trajectoires, passant par le Groenland et l'Islande, ont franchi le méridien 50° W à 60° Lat. N. et continué à l'est vers la Norvège, sauf 3 qui ont decendu sur l'Angleterre.

b — 13 passant par l'Islande ont coupé le parallèle de 60° à 30° Long. W. De ces dépressions 3 ont aussi dévié au SE vers l'Angleterre.

c — 20 trajectoires dirigées vers l'E—N—E ont traversé l'Océan pour dévier plus tard: 13 au nord entre l'Écosse et l'Islande 1 au sud vers le Portugal et 6 ont poursuivi directement vers les parages de l'Irlande.

d — 13 trajectoires dirigées plus au sud ont passé dans le voisinage des Açores, et aucune d'elles, en touchant au 30° méridien, n'avait encore franchi 50° de Lat. N. Plus tard elles se sont courbées vers le nord pour gagner: 7 l'Europe méridionale, 5 l'Angleterre et une les îles Færöer.

Une forte moitié n'emploie que 2 à 4 jours à traverser l'océan, et les minima qui mettent plus de 6 jours à ce passage, sont peu nombreux.

Les 8 dépressions intertropicales avaient une marche très irrégulière car 2 ont traversé le Groenland, 1 l'Islande, 2 ont abordé aux îles Færöer, 1 aux îles Britanniques et 2 en France.

Les 48 minima partiels ou secondaires ont franchi le méridien 10° de Long. W.:

9, soit 19 %, au Nord du 65° parallèle,
4, » 8 %, entre 65° et 60°,
23, » 48 %, » 60° et 50°,
9, » 19 %, » 50° et 40° et
3, » 6 % au sud du parallèle de 40° N.

Satellites, — Nous voyons que la formation des minima secondaires, ou des *satellites,* est un phénomène qui se renouvelle sans cesse sur la surface de l'Atlantique Nord, et les cartes synoptiques journalières montrent que ces segmentations continuelles des dépressions ont lieu aussi très souvent en Europe. En Amérique, au contraire, ce phénomène est assez rare. Cela dépend de la différence caractéristique entre les formes sous lesquelles les changements du temps se produisent en Amérique et à la surface de l'océan. »La différence», dit *Hoffmeyer,* (1) »semble con»sister principalement dans l'apparition des fortes pressions, *car »en Amérique ces aires où le baromètre est haut, émigrent de »préférence vers l'est, à l'instar des pressions faibles, tandis qu'au »contraire sur l'Océan Atlantique et en Europe elles montrent »une teudance marquée à se maintenir stationnaires pendant »un temps plus on moins considérable.»*

Sur les cartes du temps publiées en Amérique nous voyons les minima complètement séparés les uns des autres par des anticyclones fortement développés, et tout le systême marche ensemble, ordinairement très vite, vers l'est. Ainsi les dépressions ont rarement l'occasion, ou de se fusionner, ou de se segmenter; au contraire elles conservent leur individualité pendant toute leur marche vers la mer. Toutefois après Terre-Neuvé cette regularité cesse. Les anticyclones interposés disparaissent et les cyclones, longeant la périphérie des vastes maxima stationnaires, sont séparés les uns des autres tout au plus par des arêtes de forte pression projetées entre eux de ces maxima. Souvent ces maxima barrent le chemin et les minima sout ainsi brusquement arrêtés. Dans ces conditions les dépressions se fusionnent ou se segmentent de manière à changer continuellement de forme, d'étendue et de caractère. Sur le bord des dépressions les isobares se déforment et il s'y produit une bande ou une anse à l'intérieur de laquelle la pression est assez uniforme. Cette anse persiste quelquefois assez longtemps et se déplace avec la dépression principale. Nous verrons plus tard que ces anses sont en général le siège des phenomènes orageux. On les appelle en Allemagne les sacs d'orages *(Gewittersäcke).* Mais d'autres fois le

(1) l. c. p. 30.

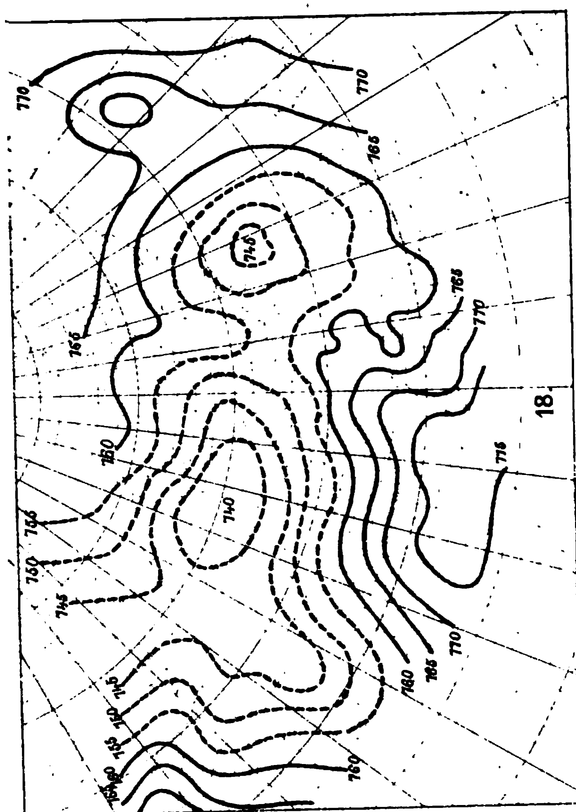
baromètre y baisse rapidement et il s'y forme une véritable dépression indépendante, avec isobares fermées et concentriques, désignée sous le nom de *minimum secondaire* ou *satellite.*

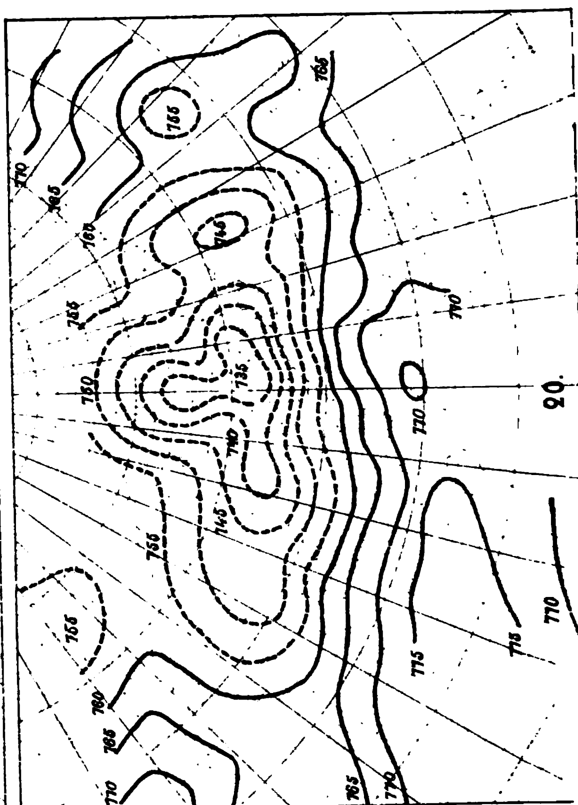
Hoffmeyer en distingue trois types différents: 1) formations sur l'avant, 2) formations sur l'arrière et 3) formations latérales. On peu en certains cas trouver ces formations presque partout, mais en général elles apartiennent à quelques régions assez bien déterminées de l'océan. Ainsi les deux premiers types sont surtout fréquents dans la partie boréale de l'Océan sur la route par le Labrador Groenland—Islande—Norvège à la mer Blanche ou à la Baltique. Quand un minimum partant du Canada et du Labador s'approche de l'Océan Atlantique et semble vouloir choisir une route boréale, nous verrons le plus souvent sur les cartes synoptiques qu'il se forme en avant un satellite, soit sur le Détroit de Davis, soit sur la mer qui sépare le Groenland méridional de l'Islande, quelquefois même simultanément dans ces deux regions. Le même phénomène se repète quand le minimum principal a atteint le Détroit de Davis ou la Baie de Baffin, car alors il peut se former une dépression secondaire à l'ouest ou au sud-ouest de l'Islande; il se répète encore pendant la marche vers l'est, de nouvaux satellites se formant successivement à l'ouest de la Norvège et sur la Mer Blanche ou sur la Baltique. Quelquefois ces formations sont si fortement accusées qu'il devient très difficile de décider où se trouve le minimum principal, surtout lorsque simultanément des satellites se forment en arrière. Une fois devenues des dépressions indépendantes ces satellites peuvent donner naissance à de nouveaux minima secondaires, de sorte que certains minima venant des parages de Labrador peuvent dans des conditions favorables servir de point de départ à toute une série de perturbations qui se déchaînent sur le nord de l'Europe.

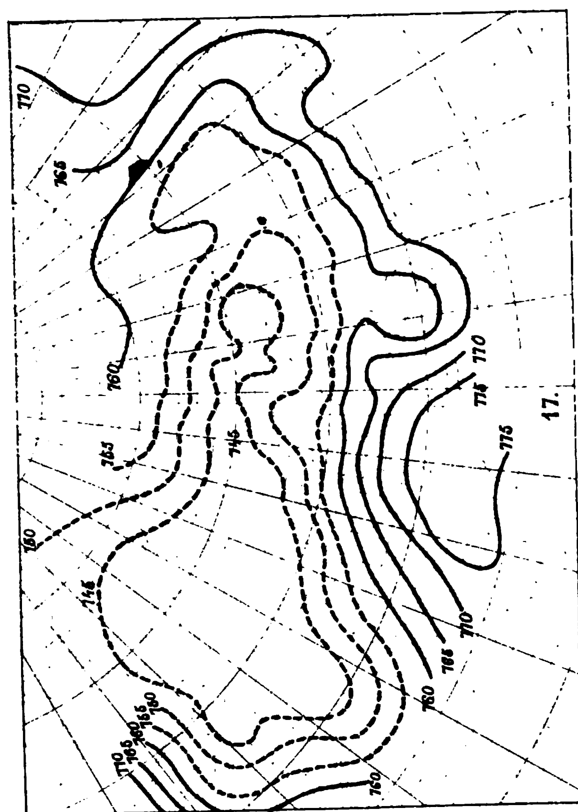
Le même phénomène se présente aussi sur la route plus méridionale de Terre-Neuve vers la Manche. Cependant la formation de satellites y est moins fréquente que sur les routes plus boréales.

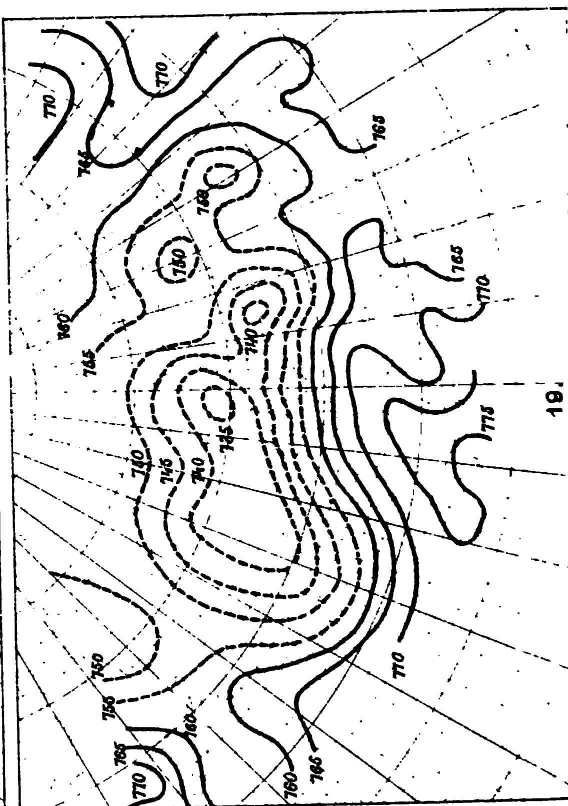
Comme spécimens nous donnons les cartes du 17 au 24 janvier 1875. (Pl. XIV et XV hors texte.)

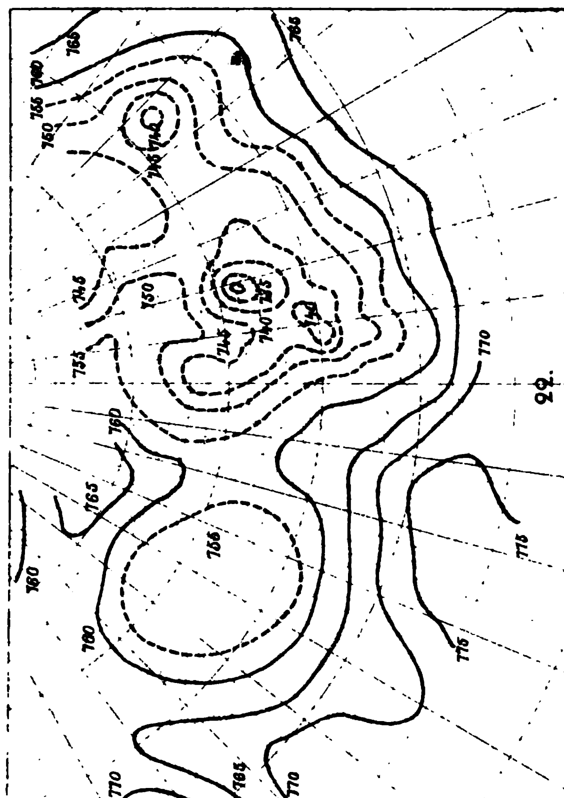
Hoffmeyer remarque avec raison que l'observation de l'activité qui règne dans l'atmosphère au dessus des mers arctiques,

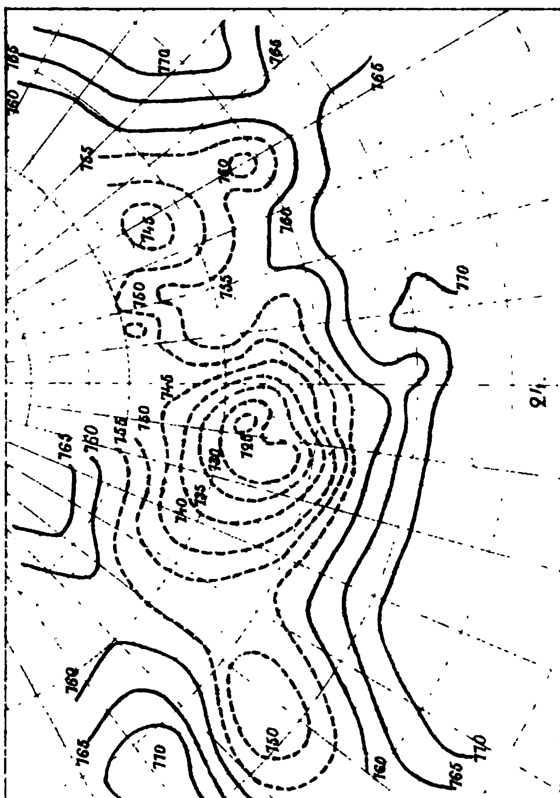

18

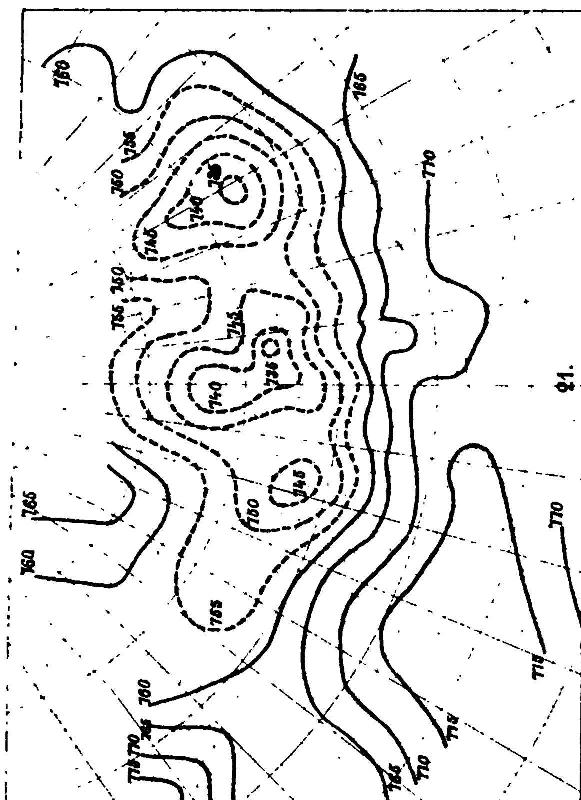

20.

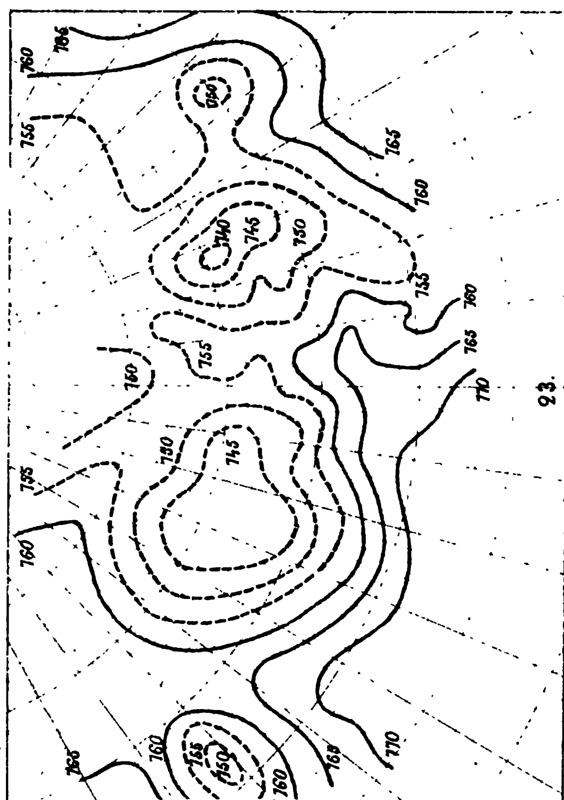

17.


19.

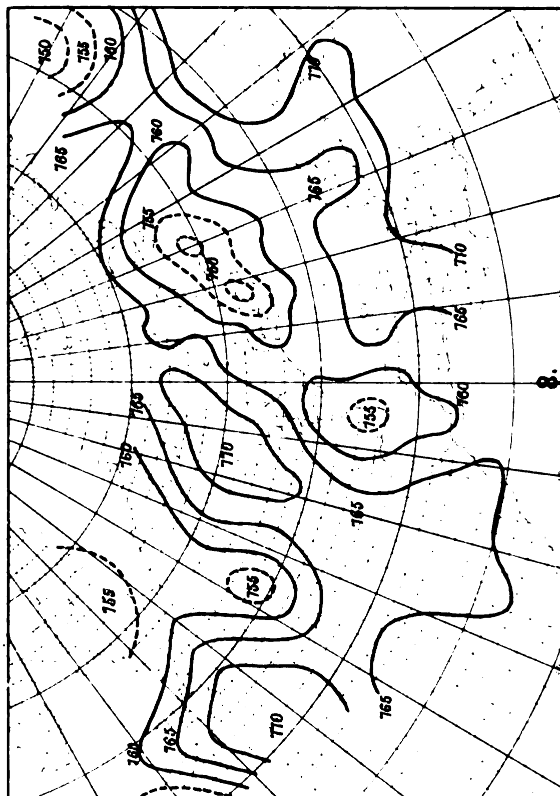

22.

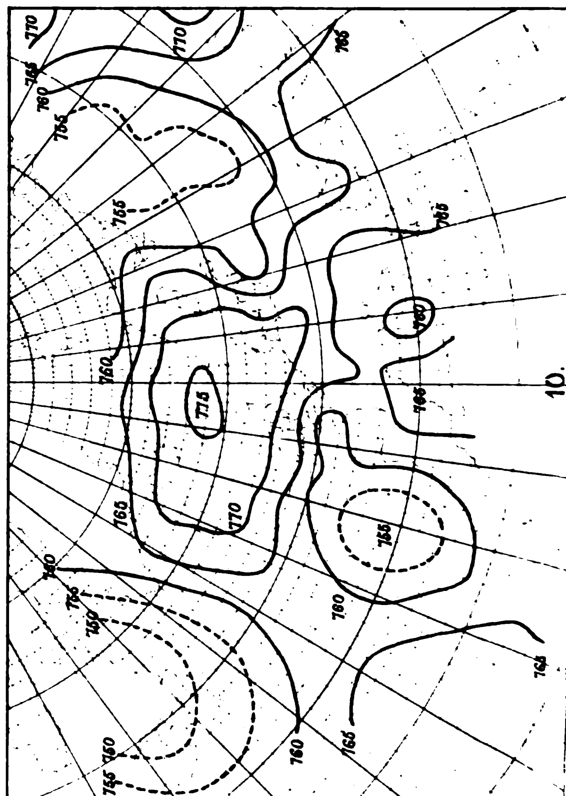

24.

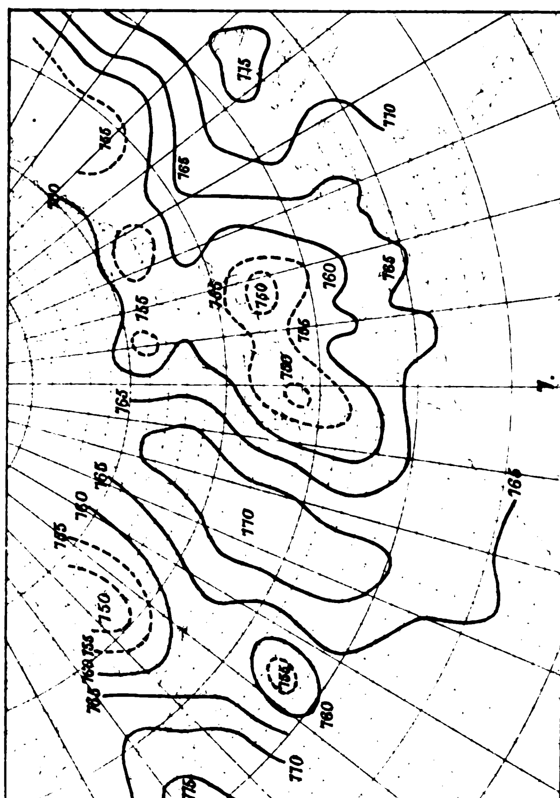

21.

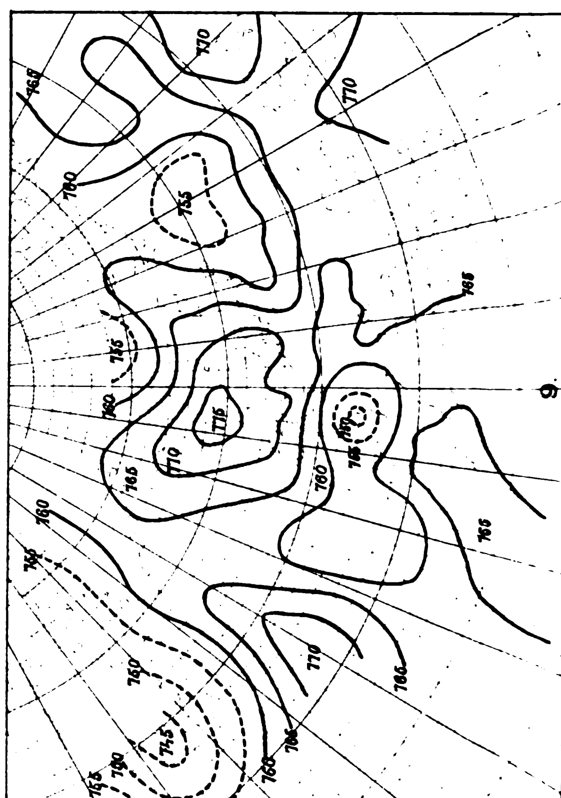

23.

HOFFMEYER: CARTES SYNOPTIQUES. LES 7—10 NOVEMBRE 1873. LE MATIN. PL. XVI.









surtout en hiver, »est une source abondante d'enseignements re»lativement à la conception exacte de la nature d'un minimum »barométrique et de la manière dont il se propage».

Les dépressions secondaires latérales se forment généralement sur la droite. Elles sont peut être les plus fréquentes des minima partiels, mais d'autre part elles ne réussissent pas aussi souvent que celles, qui se forment en avant on à l'arrière, à se développer de manière à devenir des perturbations indépendantes poursuivant leur propre trajectoire. On rencontre surtout ces minima dans la partie occidentale de l'océan entre 35° et 45° de Lat. N., d'où ils se transportent vers l'Europe et le plus souvent vers l'Angleterre. Ce sont surtout ces satellites que les vaisseaux rencontrent sur leur route d'Europe à l'Amérique et qui produisent les fréquentes *sautes de vent* du SW au NW pour retourner au SW. On les a pris souvent à tort pour des minima venant des États Unis ou du Canada, tandis que les cartes synoptiques montrent clairement que la grande majorité de ces minima, comme nous l'avons indiqué plus haut, se transportent le long de trajectoires beaucoup plus septentrionales.

Les dépressions secondaires ont donc une très grande importance, car elles sont souvent plus violentes que les dépressions principales elles-mêmes. En effet, elles ont des dimensions très petites, mais, comme le baromètre peut descendre pourtant très bas au centre, le gradient est grand et le vent très fort surtout sur le bord de la dépression secondaire opposé à la dépression principale. Entre les deux dépressions le gradient est évidemment petit ou nul dans une certaine région de sorte que le vent y est moins fort.

Si un satellite se forme au nord d'une dépression il est en général mal développé et reste presque immobile ou retrograde vers l'ouest.

Hoffmeyer indique un cas spécial très intéressant. Il se forme parfois dans la partie nord de l'Océan Atlantique une aire de haute pression barométrique s'étendant quelquefois depuis les parages de l'Islande jusqu'aux Açores, qui se maintient à peu près sans changement pendant un temps plus ou moins long. S'il y a alors un minimum en Europe, il est arrêté dans son progrès vers l'est, surtout en hiver quand il règne en même temps une

haute pression en Russie. Dans de telles conditions le minimum en Europe se divise en dépressions secondaires nombreuses, et, chose curieuse, il se forme souvent une anse très longue des isobares vers l'ouest au sud du maximum atlantique. Dans cette anse se développe une dépression considérable qui reste sur place quelque temps et aborde enfin la Méditerranée. Nous donnons comme spécimen de cette situation les cartes du 7—19 novembre 1873. (Pl. XVI hors texte.)

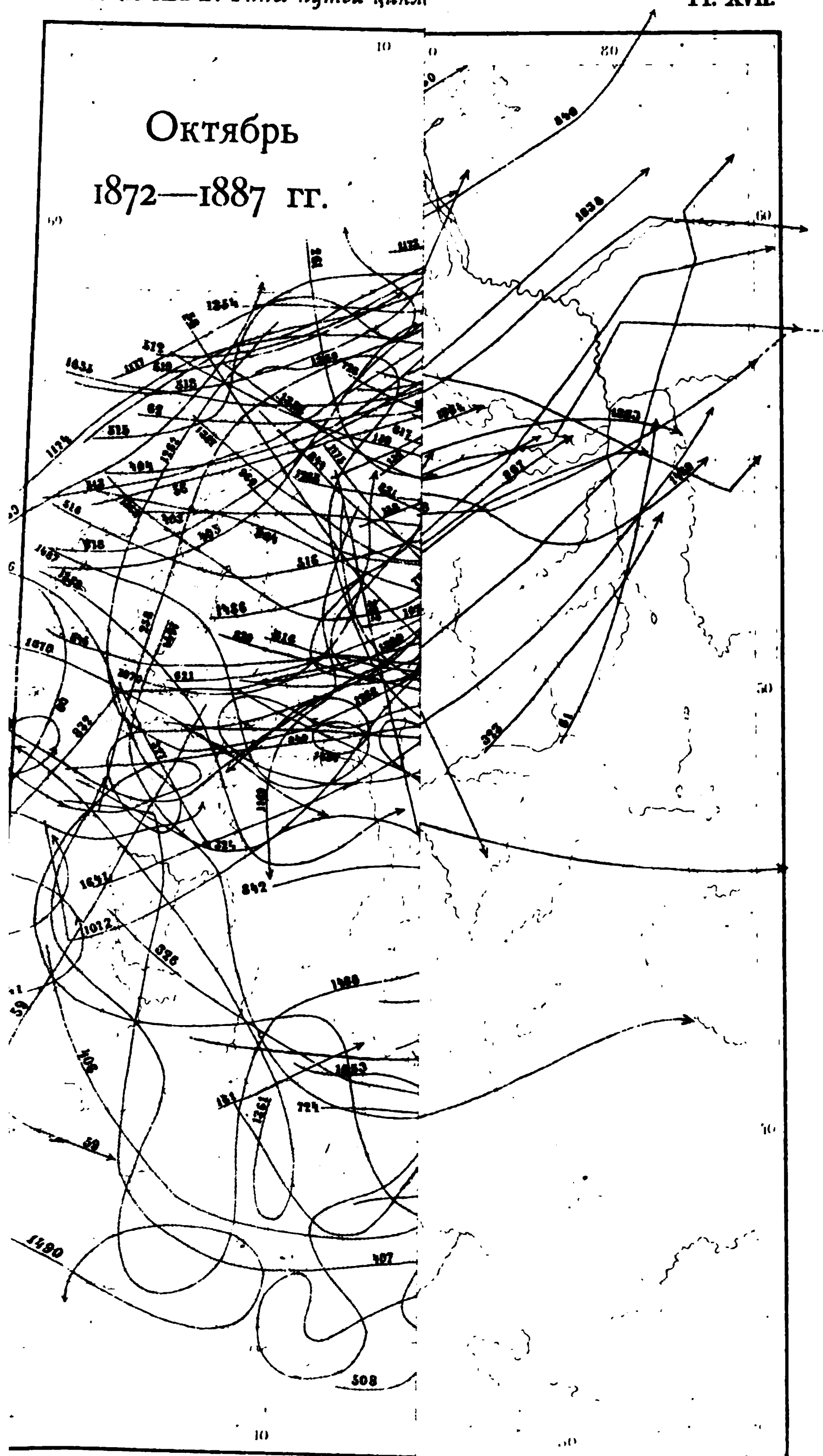
Daprès ce qui précède il est evident que la marche des dépressions ne présente pas sur l'océan et en Europe la même régularité qu'en Amérique, ou les dépressions, séparées par des maxima mobiles, se succédent presque continuellement sur une route principale du »*Far—West*» au dessus des grands lacs. Sur l'océan au contraire la régularité cesse. On voit les dépressions naître et disparaître, et, en Europe surtout, les trajectoires silonnent la carte en toutes les directions. Il est évident, que les *trajectoires principales* qu'on a cherché à fixer sont plus ou moins arbitraires. M. *Börnstein* (1) indique du reste qu'il n'y a que 1/4 des dépressions en Europe qui suivent les »trajectoires principales».

M. *Rykatchew* a publié dans les Mémoires de l'Académie Imp. des sciences à St. Pétersbourg, 1896, un grand ouvrage sur les trajectoires des cyclones en Europe (en langue russe). Il a tracé sur 12 cartes toutes les trajectoires de chaque mois de l'année pour la période 1872—1887.(2) Nous reproduisons ici la carte pour octobre. (Pl. XVII hors texte.) On voit que les trajectoires sont le plus fréquentes au nord ouest de l'Europe, moins fréquentes sur la partie méridionale et assez rare le long de »l'axe continental». A cet égard toutes les 12 cartes se ressemblent. Néanmoins M. *Rykatchew* cherche à y distinguer 12 routes principales, dont la plupart correspondent avec celle de M. *van Bebber*.

»Strahlungs—Gebiete» ou centres de radiation de M. Köppen. Cependant, ce qui à notre avis est plus important, c'est d'étudier sur quelles régions les dépressions sont le plus fréquentes. *Hoffmeyer* a indiqué, comme nous venons de le voir, que les satellites se forment surtout en certains points. Ces régions

(1) Leitfaden der Wetterkunde. Braunschweig 1901, p. 122.

(2) MM. Maydell, Spindler et Leyst ont discuté les trajectoires de 1872—1880. — Repert. f. Meteor. T. VIII.


Октябрь
1872—1887 гг.

sont aussi celles où les dépressions passent avec prédilection et où elles se reposent pour ainsi dire. Déjà en 1882 M. *Köppen* a publié des recherches excellentes sur ces *centres de radiation (Strahlungs—Gebiete)*. (1)

Nous avons vu plus haut que M. *van Bebber* a publié une étude sur cette question pour l'Europe, mais plus tard M. *Köppen* auant été chargé par la Direction de la *Seewarte* à Hambourg d'écrire la partie météorologique du *Segelhandbuch für den Atlantischen Ocean* et du *Atlas* bel qui l'accompagne. Vu l'importance de la question qui nous occupe à présent, il a étendu ces recherches à toute la partie du globe située entre les Montagnes Rocheuses à l'ouest et l'Oural à l'est. Il a dépouillé toutes les cartes publiées pour cette région et de plus un grand nombre de documents manuscrits dans les riches collections de la *Seewarte* pour 45 mois des années 1873—1879. Toute la région fut divisée en aires de 10° de longeur et 5° de latitude et reduites à la zone limitée par les parallèles 50° et 55°, (2) en conformité avec le travail de M. *van Bebber* pour l'Europe, enposée plus haut (p. 164—165).

Les résultats de M. *Köppen* se trouvent indiqués sur une carte que nous avons reproduit ici. (Pl. XVIII hors texte.)

Dans la partie nord de l'océan nous retrouvons les mêmes points indiqués par *Hoffmeyer* comme les lieux de naissance de la plupart des minima secondaires se formant en avant ou en arrière des dépressions primaires. Ces régions coïncident aussi à peu près avec les minima barométrique moyens en hiver. On retrouve aussi un centre très prononcé sur la Suède méridionale et sur la Baltique. Plus au sud on a des minima sur la région des grands lacs américains, sur le Nouveau—Brunswick et sur l'Atlantique par 51° N et 38° W. Ces sept minima sont appelés par M. *Köppen* des centre de radiation de 1[er] ordre, et le nombre moyen des dépressions y dépasse 30 par an. Des centres de radiation secondaires se trouvent au nord de l'Écosse,

(1) Erläuterungen zur Karte der Häufigkeit und der mittleren Zugstrassen barometrischer Minima zwischen Felsengebirge und Ural. — Ann. d. Hydroq. u. marit. Meteorologie, 1882, p. 336, et Meteor. Zeitschr. 1882, p. 257.

(2) Une telle aire de 10° de longitude entre ces parallèles comprend 6858 milles géogr. carrés.

dans le sud-ouest des îles Britanniques, sur le Golfe de Gênes, sur la motié nord de l'Adriatique et sur la Mer Noire. Le nombre des dépressions y est compris entre 20 et 25.

Les maxima sur le Nouveau—Brunswick et sur l'Atlantique par 51° N et 38° W sont d'un certain interêt. En effet ils coïncident exactement avec deux régions de fréquence maxima des tempêtes sur les cartes maritimes de l'Institut météorologique des Pays Bas. Celui situé sur l'Atlantique et le maximum secondaire dans le sud-ouest des iles Britanniques coïncident aussi avec les régions où se forment le plus fréquemment les dépressions secondaires latérales selon *Hoffmeyer*. Cependant ils ne coïncident pas avec des minima sur les cartes des isobares moyennes. Les dépressions y sont fréquentes mais moins profondes que celles qui passent sur les routes plus boréales entre l'Islande et la Norvège.

On voit comment les centres de ratiations sont reliés par des trajectoires plus on moins fréquentées. Mais il y en a d'autres qui séloignent considérablements de ces centres, une surtout qui va des États—Unis au milieu de l'océan jusqu'à l'Écosse. Les ouragans des Antilles si violents sont très peu fréquents. Enfin les dépressions semblent éviter les pays couverts de montagnes comme la partie boréale de la péninsule Scandinave et la Suisse. A cause de la condensation plus rapide sur les versants des montagnes vers lesquelles soufflent les vents (pluie orographique), *Clement Ley* avait conclu que les montagnes devaient pour ainsi dire attirer les minima barométriques, (1) mais évidemment c'est l'inverse qui a lieu.

Vitesse des minima barométriques. Les vitesses des minima en différentes contrées ont été étudiés par M. M. *Loomis* (2) et *van Bebber.* (3)

Dans le tableau suivant on trouve le résultats obtenus par ces savants. La vitesse est donnée en *myriamètres par 24 heures.*

(1) Voir: The laws of the winds prevailing in western Europe, p. 48.
(2) Contributions to meteorologny. Revised Ed. in 4. I. p. 50—62.
(3) Handbuch d. ausübenden Witterungskunde. II. p. 266.

Tableau 117.

	Europe	Atlantique	États Unis
Décembre	69	71	129
Janvier	67	67	130
Février	**69**	**76**	**133**
Mars	68	76	121
Avril	63	75	106
Mai	57	64	98
Juin	61	68	94
Juillet	55	61 *	95
Août	54 *	63	87 *
Septembre	67	66	95
Octobre	**73**	72	**107**
Novembre	72	**77**	115
Année	64	70	111

Ainsi la vitesse en Amérique est 1.7 fois plus grande que la vitesse en Europe. Le maximum de vitesse se trouve en Amérique en février, sur l'Atlantique en novembre et en Europe au mois d'octobre; la plus petite en Amérique et en Europe en août, sur l'Atlantique en juillet.

M. *van Bebber* a calculé pour l'Europe le nombre de cas ou on a observé des vitesses en 24 heures comprises entre 1 et 65 myriamètres, entre 66 et 100 et plus grandes que 100 myriamètres. Voici le résultat de ces déterminations.

Tableau 118.

Myriamètres en 24 heures	Déc.	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Année
1— 65	65	61	68	68	91	100	78	104	88	75	68	66	942
66—100	49	30	34	34	41	37	28	41	43	43	49	48	477
plus de 100	31	17	25	30	19	15	19	10	12	16	81	28	252
													1671

Ainsi le nombre des dépressions avec une vitesse plus petite que la moyenne (au dessous de 65 myriamètres en 24^h), est 1,3 fois plus grand que le nombre de celles qui ont marché plus vite. Les trois nombres 942, 477 et 252 sont à peu près dans les rapports 4 : 2 : 1.

M. *van Bebber* (1) a calculé aussi la relation de la vitesse (myriamètres en 24 heures) avec a) la profondeur, ou la pression barométrique au centre, b) l'intensité, (s'il y a une tempête accompagnant la dépression ou non) et c) la variation de la profondeur d'un matin au suivant. Les resultats sont exposés dans les tableaux suivants:

Tableau 119.

Relation entre la vitesse et la profondeur.

1876—80	au dessous de 730 mm	731—35	736—40	741—45	746—50	751—55	au dessus de 755 mm
Hiver	72	66	81	74	71	71	63
Printemps	60	68	67	65	66	61	56
Été	—	46	60	59	59	61	57
Automne	75	68	71	73	70	82	54
Année	69.3	65.9	72.2	67.6	65.4	67.2	57.1

Tableau 120.

Relation entre la vitesse et l'intensité.

Dépressions	Hiver	Printemps	Été	Automne	Année
Avec tempêtes	76	68	68	70	71.4
Sans tempêtes	64	60	57	71	62.6

(1) Handbuch II, p. 271—273.

Tableau 121.

Relation entre la vitesse et la variation de profondeur.

	Hausse—Au centre—Baisse						
	plus de 10 mm	6—10	1—6	± 0	1—5	6—10	plus de 10 mm
Hiver	67	70	66	66	71	91	91
Printemps	59	59	61	54	68	68	78
Été	47	56	55	53	63	66	71
Automne	47	69	68	66	76	84	78
Année	58.9	65.8	62.5	57.8	69.2	77.0	80.7

On voit que la relation entre la vitesse et la profondeur est presque insensible. Ils semble pourtant que les minima les plus profonds marchent un peu plus vite que les moins profonds. Par contre, les minima avec des gradients abrupts amenant des tempêtes marchent plus vite que les minima sans tempêtes. Pour l'Amérique *Loomis* (1) n'a pu trouver qu'une relation insignifiante entre la vitesse du vent et la vitesse du centre.

Enfin, une dépression qui se creuse va plus vite qu'une dépression qui se remplit, mais, chose curieuse, une dépression où la variation du baromètre au centre est nulle marche le plus lentement de toutes. Ce fait a aussi été demontré par *Loomis* (2) pour les dépressions de l'Amérique.

Nous avons vu plus haut (p. 132—134) que *Loomis* a trouvé qu'une dépression est en général accompagnée, ordinairement dans sa partie antérieure, d'une aire de pluie plus ou moins considérable, et qu'une dépression accompagnée d'une forte pluie marche plus vite qu'une dépression accompagnée d'une faible pluie. Mais il trouva aussi qu'il y a souvent des dépressions considérables sans pluie, et qu'il arrive quelquefois que la pluie tombe dans la partie postérieure de la dépression, pour certains pays cela est la règle. D'où il conclut que la pluie n'est pas la cause principale de la formation et de la propagation d'une dépression, mais qu'elle peut modifier et l'une et l'autre.

(1) l. c. I, p. 54.
(2) l. c. I, p. 51—53.

Loomis a aussi en vain cherché une relation entre la vitesse moyenne des dépressions et la vitesse moyenne du vent en différentes contrées. Il a trouvé les résultats suivants: (1)

Tableau 122.

Vitesses en milles anglais par heure.

	a) Dépressions	b) Vent	$\frac{a}{b}$
États Unis	28.4	9.5	3.0
Atlantique Nord	18.0	29.8	0.6
Europe	16.7	10.3	1.6
Antilles	13.7	6.2	2.2
Asie méridionale	8.4	6.5	1.3

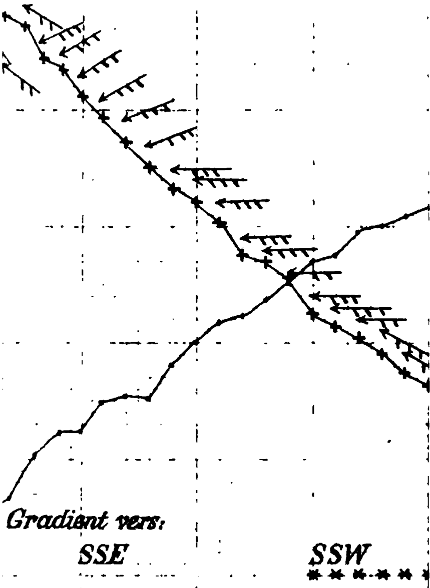
Pour les autres parties des zones tempérées nous n'avons pas de cartes synoptiques. Les stations aux bord du Pacifique Nord et de la mer de Behring sont séparées par des distances plus grandes que celle entre Haparanda et Lisbonne, et dans toute la zone tempérée de l'hémisphère austral les stations sont extrêmement rares. Ainsi, c'est seulement par la variation du vent pendant le passage d'une dépression barométrique au dessus d'une station ou d'un navire qu'on peut déterminer approximativement la trajectoire du centre de dépression.

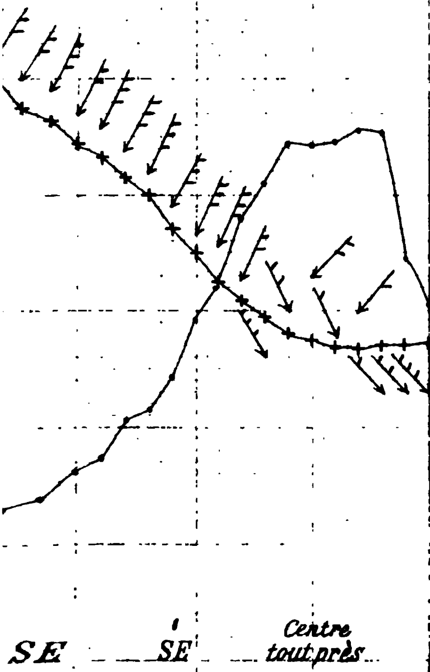
A Pitlekaïe près du détroit de Behring, (2) lieu d'hivernage du Baron *Nordenskiöld* avec l'expédition de la Véga en 1878—1879, la direction du vent à été en général très constante du N pendant l'hiver. A l'arrivée de l'été, lorsque le minimum barométrique est parvenu à se former dans l'intérieur de la Sibérie, on voit des vents du S se montrer avec une grande fréquence. La preuve que ces vents, auxquels on peut bien donner le nom de moussons, ne sont pas une exception pour l'année en question,

(1) l. c. p. 67.

(2) H. H. Hildebrandsson: Observations météorologiques faites par l'expédition de la Véga du Cap Nord à Yokohama par le détroit de Behring. Vega-Expeditionens vetenskapliga arbeten. I. Stockholm 1882.

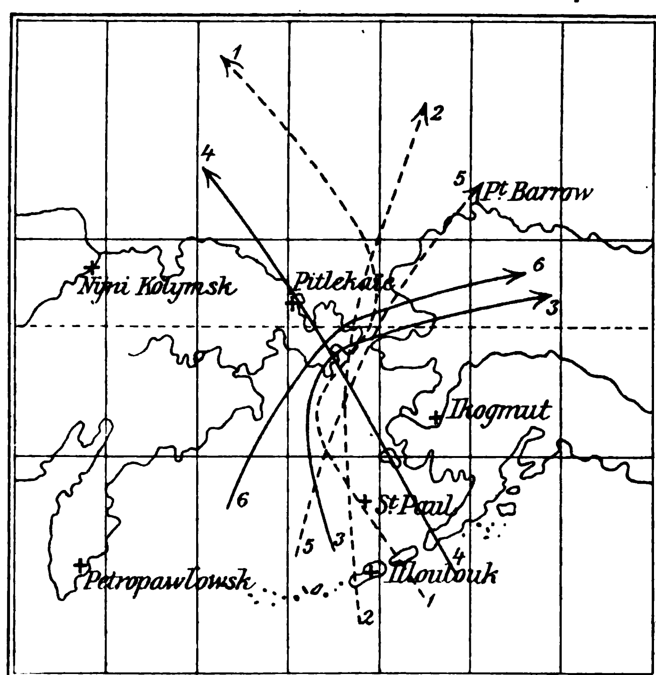
Hildebrandsson.





nous est fournie par le fait, constaté par M. *Kjellman,* que les huttes des Tchoutchis sont chaque année tournées suivant les saisons. En hiver ou tourne l'ouverture servant de porte vers le sud et, en été, vers le nord. Les dépressions barométriques ont par conséquent été fort rares. Six fois seulement pendant toute la durée de l'hivernage le baromètre a baissé au-dessous de 740 mm. Pour ces six cas M. *Hildebrandsson* a dressé des dia-

Fig. 26.



Trajectoires approximatives des minima.

grammes pour les variations du baromètre et du thermomètre, et indiqué la direction et la force du vent à chaque heure. Nous en donnous ici deux spécimens. (Pl. XIX hors texte.)

Ces diagrammes nous montrent tout d'abord une conformité avec ceux que l'on dresse pour les tempêtes dans nos régions, en ce que le *baromètre et le thermomètre marchent en sens opposé,* comme cela arrive toujours en Suède en hiver.

Par contre, la variation du vent pendant le passage de la dépression en Europe est tout autre qu'au détroit de Behring. Les diagrammes montrent immédiatement que les minima n'y se déplacent pas en général de l'ouest à l'est comme chez nous. Au dessous de chacun des diagrammes la direction probable du gradient se trouve indiquée pour différentes heures avant et après le minimum barométrique: elle a été tirée de la direction du vent suivant la loi de *Buys-Ballot.* Puis il a tracé sur la figure 26 ci-jointe les trajectoires probables des centres de ces six tempêtes.

Elles viénnent toutes du SSW ou du SSE, passent en général un peu à l'est de la station, probablement par le détroit de Behring et disparaissent vers le NE ou le NW. On s'explique aisément cette direction des centres de tempêtes, si l'on se rappelle que le détroit de Béhring est situé pour ainsi dire dans une vallée barométrique qui s'étend du N au S entre les hautes pressions barométriques de la Sibirie d'un coté et de l'Amérique de l'autre. Les centres paraissent donc en général sę mouvoir le long de cette vallée. Il est probable aussi que leur course est déterminée en quelques mesure par la position des grandes surfaces de mer ouverte *(polynia)*qui existent toujours, même pendant les hivers les plus sevères, dans l'océan glacial au nord de la Sibérie. On sait qu'en hiver les centres passent de préférence sur des nappes d'eau ouverte.

Il semble probable que ces dépressions soient venu des parages du Japon. Dans ce cas ces trajectoires seraient analogues à celles des dépressions atlantiques que nous avons vu se rendre des parages de la Terre Neuve vers le détroit de Davis.

Du reste les courbes font voir qu'en général le baromètre a baissé rapidement, mais remonté lentement, et la force du vent a diminué après le passage du minimum. Cela indique probablement que la vitesse du centre décroît et que le tourbillon se dissolve.

Pour la zône tempérée de l'hémisphère Australe, presque complètement couverte de mer, il y a, selon les livres de bord des navires, une série presque continuelle de dépressions marchant sans cesse de l'ouest à l'est. Le vent, en general fort, oscille sans cesse entre NW et SW. Ces vent sont appellés des marins »les vents braves de l'ouest». Sur l'océan Indien ils sont très forts

en hiver entre les îles St. Paul et Kerguelen, et aussi sur l'océan Pacifique au SE de la Nouvelle Zèlande entre 45° et 55° de Lat. S. Les tempêtes furieuses des parages au sud du Cap Horn sont aussi bien connues. Sur les cartes synoptiques de l'Australie, surtout celles publiées par M. *Wragge* à Brisbane, on voit un grand nombre de ces tempêtes passer sur la Tasmanie et la Nouvelle Zélande. Au sud de 60° de Lat. S les vents commencent à devenir plus variables, d'où on peut conclure que les trajectoires des centres se trouvent environ à ce parallèle. M. *Köppen* a calculé les minima barométriques moyens pour les parallèles différents du Pacifique (1) et trouvé les nombres suivants:

Tableau 123.

Lat. S.	Déc.—Fevr.	Mars—Mai	Juin—Août	Sept.—Nov.	Année
Au dessous de 35° .	—	752	746	747	748
35—39	—	753	746	742	746
40—44	744	750	742	741	743
45—49	734	741	737	736	736
50—54	736	737	742	733	737
55—60	733	727	728	729	729

Il a calculé aussi la baisse moyenne en millimétres pendant le passage d'une dépression accompagnée d'une tempête.

Tableau 124.

Lat. S.	35°	40°	45°	46°	50°	52°	55°	60°
Millim.	14	15	21	23	20	18	18	22

Les deux tableaux semblent indiquer que les dépressions, dont la profondeur croît en général du 35° au 60°, sont un peu moins intenses sur une bande entre 50° et 55°. De là on peut conclure qu'il y a peut-être deux trajectoires principales, situées l'une au nord et l'autre au sud de cette bande.

(1) Seewarte: Segelhandbuch für den Stillen Ocean, p. 312.

III. *Anticyclones.*

Les maxima barométriques sont de deux espèces, les maxima *constants* qui restent sensiblement immobiles pendant toute l'année, comme ceux d'où viennent les alizés, ou pendant une demie année, comme celui de la Sibérie en hiver, et les maxima *temporaires* des zones tempérées. Les maxima constants ne sont pas absolument immobiles. Non seulement ils se déplacent avec les saisons, mais leur transformations et oscillations autour de leurs situations moyennes causent les diverses types du temps: un hiver rigoureux ou doux, un été sec ou pluvieux, etc. Nous y reviendrons plus bas en traîtant les types du temps.

Les maxima temporaires au contraire se déplacent comme les minima en géneral de l'ouest vers l'est. En Amérique les minima et les maxima se succèdent régulièrement et plus vite qu'en Europe, comme nous l'avons indiqué plus haut. En Europe les maxima sont plus étendus et leur mouvement plus irrégulier. Il est aussi souvent très difficile a fixer exactement le centre d'un maximum sur la carte synoptique, la surface circonscrite par l'isobare la plus haute étant très large et assez irrégulière.

M. *Broounow* (1) en Russie a cependant tracé sur douze cartes mensuelles les trajectoires des auticyclones en Europe pour les quatre années 1876—1879. Les 132 maxima étaient repartis de la manière suivante dans les différents mois.

Janvier	11	Avril	13	Juillet	5	Octobre	11
Février	14	Mai	11	Août	16	Novembre	12
Mars	5	Juin	9	Septembre	14	Décembre	11

Pour ces maxima il a determiné pour chaque matin la direction *vers* laquelle le centre s'était déplacé depuis le jour précédent. Voici les résultats fournis par cette recherche.

(1) Die Anticyclonen in Europa. Rep. für Meteorologie. T. X. N:o 8. — St. Petersburg. 1886.

Tableau 125.

Direction vers le	Hiver	Printemps	Été	Automne	Année
N.	0	0	1	2	3
NNE	1	3	2	4	10
NE	2	5	4	8	19
ENE	8	9	20	13	50
E.	17	8	16	28	69
ESE.	31	20	11	21	83
SE	19	14	6	12	50
SSE.	10	10	10	8	38
S	3	3	4	2	12
SSW	3	0	0	4	7
SW	1	3	2	1	7
WSW	1	1	1	1	4
W	1	0	2	0	3
WNW	1	0	2	2	5
NW	0	0	1	2	3
NNW	2	1	1	2	6

Ainsi la direction moyenne est vers l'ESE à peu près. Une recherche analogue sur les minima pour les mêmes années donna pour eux une direction moyenne vers le NE. Ainsi les maxima ont une direction de 67°,5 plus méridionale que les minima. La vitesse par jour était pour les maxima 621,6 km et pour les minima 666,0 km.

M. *Broounow* a établi que le centre d'un maximum se déplace vers le lieu où la température baisse le plus rapidement. Il a dressé des cartes des lignes d'égale variation de temperature d'un jour à l'autre. Du point où se trouvait le centre d'un maximum barométrique le matin précedent il a tiré deux lignes, l'une vers le point où il s'était rendu pendant les 24 heures écoulées et l'autre vers le point où la température avait baissé le plus fortement. Alors il a trouvé que les deux lignes ont en général presque coïncidé.

Or, si le maximum de la baisse thermique a lieu au centre même d'un anticyclone, celui-ci reste immobile. En général la température baisse le plus vite à l'est du centre à cause des vents boréaux qui y régnent, et par conséquent les centres marchent le plus souvent vers l'est. M. *Broounow* a aussi prouvé que la vitesse du centre croît, en même temps que la distance à laquelle se produit le maximum de la baisse thermique. En effet, il a trouvé la relation suivante entre cette distance et la vitesse correspondante du centre *en degrés*.

Tableau 126.

Distance au maximum de la baisse thermique	Vitesse du centre	Distance au maximum de la baisse thermique	Vitesse du centre
1	3.0	11	6.7
2	2.3	12	6.8
3	4.0	13	7.0
4	4.0	14	7.8
5	4.5	15	8.8
6	4.2	16	9.1
7	4.6	17	9.5
8	4.9	18	—
9	5.6	19	10.0
10	5.9	20	10.7

Pour les États Unis M. *H. A. Hazen* a trouvé des résultats analogues. (1) Il a determiné pour chaque cas le premier et le dernier point auxquels on a pu fixer la position du centre. Il a aussi fait la même détermination pour les dépressions. Les résultats moyens sont les suivants.

(1) Summary of highs and lows from 1895 to 1898 inclusive. — Monthly Weather Review vol. XXVI. Annual summary. 1898. p. 593.

Tableau 127.

Année	Anticyclones				Cyclones			
	premier point		dernier point		premier point		dernier point	
	Lat. N.	Long. W.	Lat. N.	Long. W.	Lat. N.	Long. W.	Lat. N.	Long. W.
1895	47°	110°	39°	80°	45°		107°	
1896	48	111	42	75	46		111	
1897	48	113	38	78	46		110	
1898	46	114	40	72	45		111	
Moy.	47	112	40	76	46		110	

Ainsi les maxima ont aussi en Amérique une direction plus méridionale que les minima.

La vitesse moyenne était pour les maxima de 24 et pour les minima de 26 milles par heure.

Enfin, nous donnons selon MM. *Broounow* et *Hazen* les vitesse des maxima pour chaque saison en kilomètres par heure.

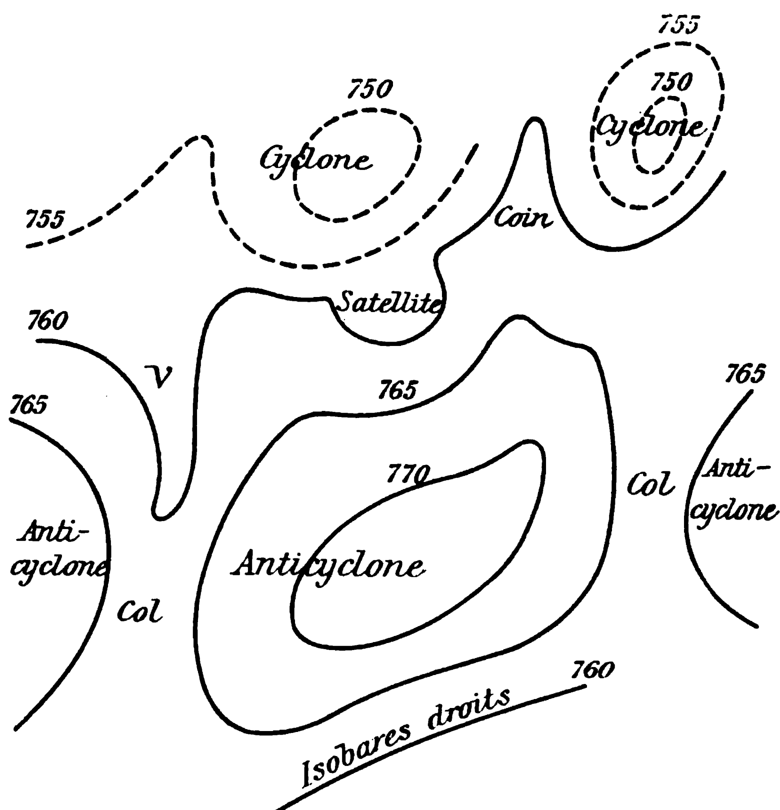
Tableau 128.

	Hiver	Printemps	Été	Automne	Année.
Europe.	24.5	26.4	25.5	26.4	25.7
États Unis	42.0	37.6	35.7	38.9	38.6

Australie. L'Australie se trouve d'ordinaire sous le régime d'anticyclones presque continuels. Les cyclones y sont très rares sauf dans la partie la plus méridionale et la Tasmanie qui quelquefois sont atteintes par la série continuelle de dépressions, passant plus au sud à la latitude de la Nouvelle Zélande, et la partie nordest qui est quelquefois dévastée par les cyclones tropicaux, comme nous l'avons vu plus haut. Le temps est determiné en Europe et en Amerique par les minima et les maxima barométriques qui se succédent l'un l'autre sans interruption. En Australie au contraire il n'y a que des maxima séparés par des

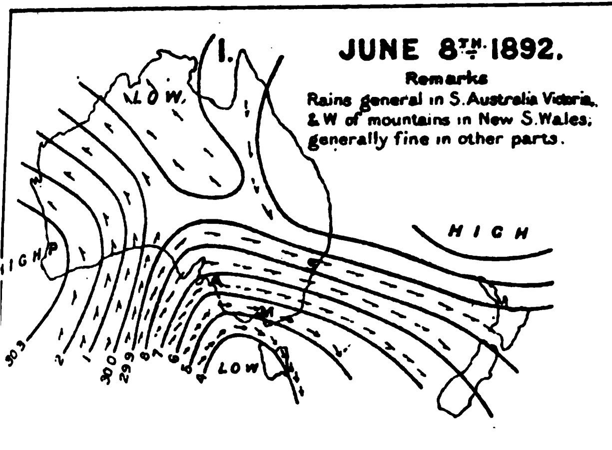
cols ou vallées. Pour le mieux comprendre nous donnons ici une figure représentant selon *Ralph Abercromby* (1) les sept formes typiques des isobares.

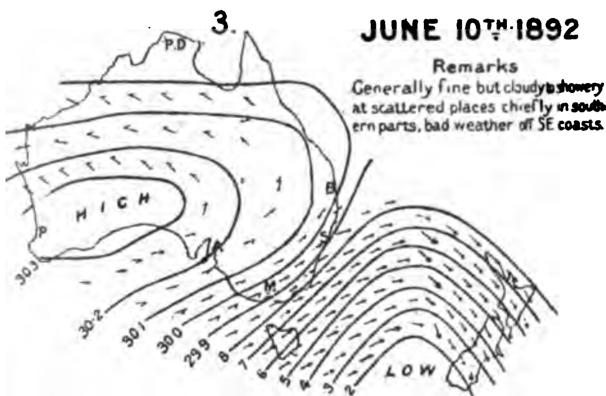
Fig. 27.

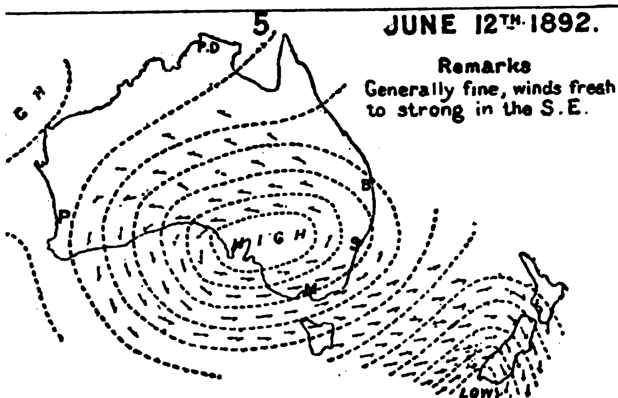


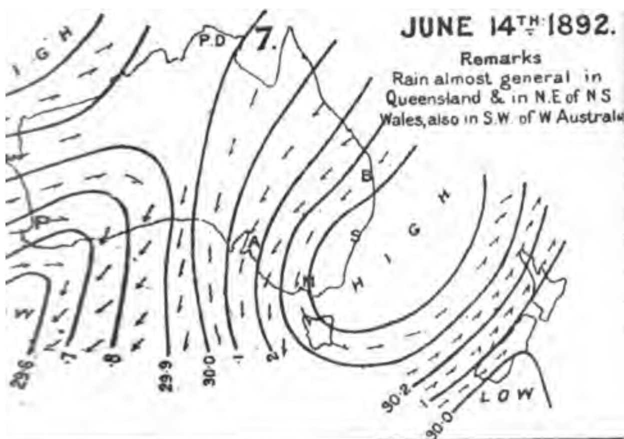
Les sept formes sont: 1° Les Cyclones, 2° Les Satellites des cyclones, 3° Les Coins de haute pression entre deux cyclones, 4° Les Anticyclones, 5° Les Isobares droits on rectilignes, 6° Les Cols ou Vallées qui séparent des Anticyclones voisins, et 7° Les isobares en forme d'un V, nommés simplement un »V».

(1) Hon. Ralph Abercromby: Weather. A popular exposition of the nature of weatherchanges from day to day. London 1887, p. 25. (Trad. en allemand par M. Pernter: Das Wetter. Freiburg in Breisgau 1894.)


1.
JUNE 8TH 1892.
Remarks
Rains general in S. Australia Victoria, & W of mountains in New S. Wales; generally fine in other parts.
LOW
HIGH
HIGH
LOW
30.3
2
1
30.0
29.9
8
7
6
5
4


3.
JUNE 10TH 1892
Remarks
Generally fine but cloudy & showery at scattered places chiefly in southern parts, bad weather off SE coasts.
P.D
HIGH
LOW
30.3
30.2
30.1
30.0
29.9
8
7
6
5
4
3
2


5.
JUNE 12TH 1892.
Remarks
Generally fine, winds fresh to strong in the S.E.
P.D
HIGH
LOW
Note.-Estimated position of Anti-cyclone


7.
JUNE 14TH 1892.
Remarks
Rain almost general in Queensland & in N.E of N S Wales, also in S.W. of W Australia
P.D
HIGH
HIGH
LOW
29.6
.7
.8
29.9
30.0
.1
.2
30.2
.1
30.0

Plus haut nous avons étudié en détail les cyclones, les satellites et les anticyclones. Le coin, ou l'espace compris entre deux minima, est le siège du beau temps par excellence avec une atmosphère transparente et un ciel bleu, souvent rayonné d'une radiation de Cirrus du NW au SE. (Voir plus haut p. 31.)

Les isobares droites se trouvent le long d'un maximum d'une vaste étendue et amènent un vent constant avec une haute ou basse température selon la situation du maximum. Au printemps p. e. une haute pression se forme souvent sur la mer à l'ouest de l'Europe pour y rester pendant plusieures jours. Des isobares droites et parallèles silonnent l'Europe du N au S et les vents continuels du NW causent ces gelées de printemps si redoutées des cultivateurs.

Les cols entre deux maxima amènent un ciel généralement couvert et souvent des »orages de chaleur» en des régions propices.

Les »V» enfin sont le siège des grains et quelquefois des »orages de tourbillons» ou »de dépressions». Dans ce pli des isobares les gradients sont très forts surtout dans la partie ouest. Or, dans nos contrées un vent du S ou du SE est suivi immédiatement d'un vent du NW violent. Nous reviendrons plus bas sur ces formes des isobares en parlant des grains et des orages.

En Australie les cartes synoptiques font voir qu'une série presque continuelle d'anticyclones passe de l'ouest à l'est au dessus du pays. Ces anticyclones sont séparés par des cols et quelquefois par des »V», renversés, ayant la pointe vers le nord. Ces »V» sont accompagnés des grains terribles, connus sous le nom »*southerly bursters*», car un vent du nord d'une chaleur accablante venant de l'intérieur du continent finit par l'irruption subite d'un vent frais du sud soufflant de la mer, qui a souvent la force d'un ouragan et amène quelquefois de la pluie ou de l'orage. (1)

Le directeur de l'observatoire de Sydney, M. *H. C. Russel*, a étudié la marche des anticyclones sur l'Océan Indien et en Australie. (2) Il a trouvé que les anticyclones fixes indiqués sur les cartes des isobares moyennes de ces contrées sont causés par une

(1) Hon. Ralph Abercromby: Three essays on Australian Weather. N:o 2. Henry A. Hunt: An essay on southerly bursters. Sydney. 1896.

(2) Moving anticyclones in the southern hemisphere. — Roy. Meteor. Soc. London. Quarterly Journal, 1893, p. 23.

séries d'anticyclones qui passent continuellement de l'ouest à l'est à des latitudes presque constantes, de la même manière que la basse pression au sud de l'Islande en hiver est due à la série continuelle de dépressions qui traversent cette partie de l'Atlantique nord. (Pl. XX hors texte.)

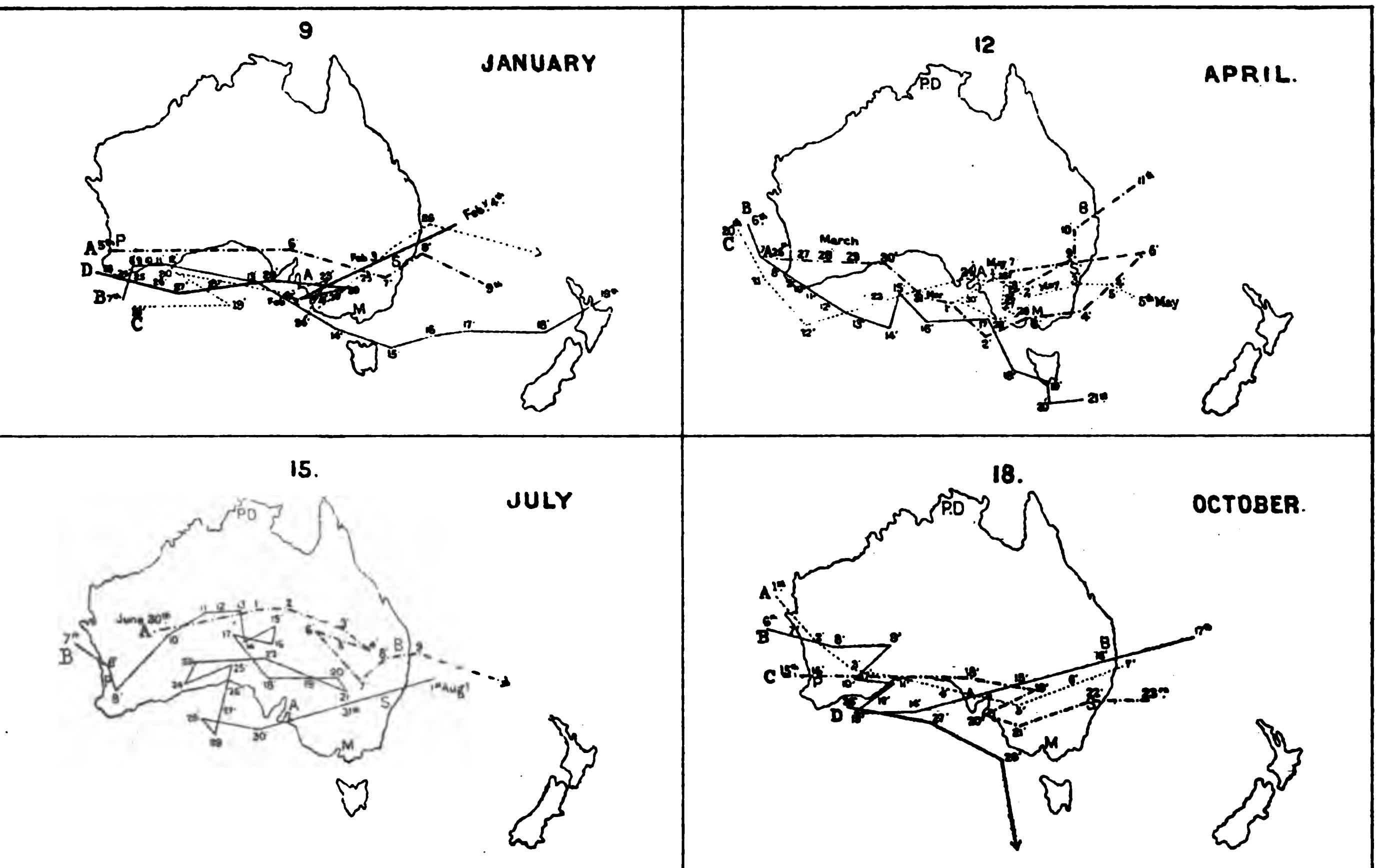
Le nombre d'anticyclones qui passent au-dessus du continent de l'Australie est en moyenne de 42 par année. La durée du passage est en moyenne de 8,7 journées, ou 7--8 jours en été, 9--10 jours en hiver. Les trajectoires se trouvent à 37°—38° de Lat. S. en été et à 29°—32° en hiver. M. *Russel* a trouvé les nombres suivantes pour les années 1888—1892.

Tableau 129.

Mois	Nombre d'anti-cyclones	Latitude de la trajectoire	Mois	Nombre d'anti-cyclones	Latitude de la trajectoire
Janvier	15	36° 3/4	Juillet	13	29° 4/5
Février	15	38 1/4	Août.	15	29 3/4
Mars	14	37	Septembre . .	13	30 1/2
Avril	16	35	Octobre . . .	18	31 3/4
Mai	15	32 3/5	Novembre . .	17	35 3/4
Juin	16	27 1/2	Décembre . .	17	36 1/2

La vitesse moyenne sur tout l'espace entre le Natal à l'ouest et Sydney à l'est est de 458 milles (737 k.m.) par jour. Sur la terre de l'Australie la vitesse est un peu ralentie et réduite à 400 milles (644 k.m.) par jours. Elle y varie du reste entre 200 et 550 milles (322—885 k.m.), et en général elle est plus grande en hiver qu'en été. Nous donnons ici les trajectoires pour janvier, avril, juillet et octobre. (Pl. XXI hors texte.)

En général les anticyclones ont une forme approximativement elliptique, le grand axe étant deux fois plus long que le petit. Dans l'intérieur du continent le grand axe est dirigé de l'ouest à l'est, mais en passant les montagnes de la côte orientale la forme de l'anticyclone change ordinairement, de manière que le grand axe est ensuite dirigé du nord au sud. Cela se voit très bien sur la Pl. XX donnée comme exemple.


9
JANUARY
12
APRIL.
March
5th May
15.
JULY
June 30th
1st Aug
18.
OCTOBER.

Grâce à ces anticyclones continuels l'intérieur de l'Australie est très sec, presque un désert. Dans les contrées méridionales cultivées, le temps est determiné par les vents du nord, chauds et secs venant de l'intérieur du continent, qui règnent dans la partie postérieure d'un anticyclone et les vents du sud, venant de la mer et amenant une température moins élevée et quelquefois de la pluie, qui règnent dans la partie antérieure de l'anticyclone suivant. Quelquefois un »V» renversé se forme dans le col entre deux maxima, il est suivi, comme nous l'avons dit plus haut, des »*southerly bursters*» et quelquefois d'orages et de pluies plus ou moins intenses.

CHAPITRE III.

Recherches empiriques sur la formation des minima et des maxima barométriques.

La question de savoir comment se forment les minima et les maxima barométriques n'a pas trouvé encore sa solution définitive. Il n'entre pas dans le cadre de ce livre d'exposer les recherches *théoriques* en cet égard. (1) Du reste le temps ne paraît pas encore venu où une solution *complète* de ce problème fondamental de la météorologie dynamique pourra être donnée par des considérations théoriques. Les observations n'embrassent encore qu'une partie relativement restreinte de la surface terrestre et les recherches sur les régions supérieures de l'atmosphère sont à peine commencées. Ainsi on peut encore à l'heure actuelle repéter ce qu' *Hoffmeyer* disait au Congrès de Paris en 1878: ... »C'est donc seulement la moindre partie du phénomène entier que nous connaissons, et conséquemment toute conclusion doit flotter dans le vague. En attendant, concentrons tous nos efforts sur un objet, savoir: de ressembler des matériaux suffisammant bons et d'une portée convenable; exerçons notre patience à élaborer ces élements en suivant les directions les plus diverses, afin de faciliter les vues d'ensemble et de faire ressortir les traits caractéristiques. Quand le moment précis sera venu, la météorologie ne manquera pas d'avoir un *Képler* pour révéler ses lois; mais vouloir en précipiter la rédaction n'est point chose possible.» (2)

(1) On les trouve dans les collections suivantes: *Cleveland Abbe:* The mechanics of the atmosphere. A Collection of translations. — Smithsonian Miscellaneous Collections. — Washington 1891. — et *Marcel Brillouin:* Mémoires originaux sur la circulation générale de l'atmosphère. — Paris 1900.

(2) Congrès international de météorologie tenu à Paris du 24 au 28 août 1878, p. 96.

Nous nous bornerons par conséquence à exposer ici les recherches *empiriques* sur la formation des cyclones et des anticyclones. Cependant, nous differons jusqu'aux chapitres suivants la discussion détaillée des études les plus recentes sur les régions supérieures de l'atmosphère au moyen des observations des nuages ou des instruments euregistreurs portés dans l'atmosphère par ballons ou cerfs-volants.

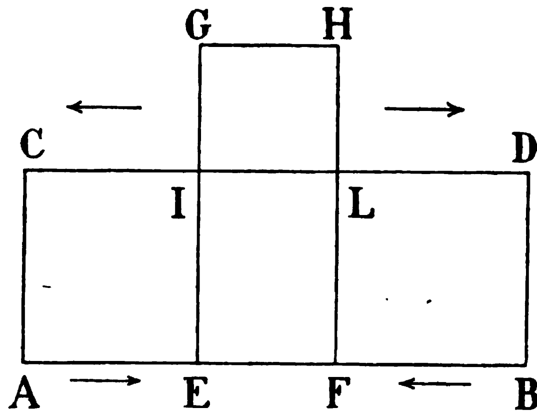
Depuis le commencement de la météorologie dynamique il a regné deux opinions ou théories sur la formation des cyclones et des anticyclones: la *théorie thermique* et la *théorie mécanique*, que l'on a opposé souvent l'une à l'autre, bien qu'elles contiennent probablement chacune une part de vérité.

1° *Théorie thermique.* — Comme nous l'avons vu plus haut les météorologistes du commencement du 19me siècle admettaient que les causes des vents se réduissent à des différences de température entre des pays voisins. *Kæmtz* s'exprime ainsi: (1) »Supposons que deux colonnes d'air aient la même température dans toute leur hauteur, elles seront en équilibre; mais si la terre sur laquelle elles reposent s'échauffe inégalement, l'équilibre sera rompu. Faisons abstraction de la sphéricité du globe; supposons que l'air ait la même densité dans toute sa hauteur, et qu'il ait une limite supérieure bien déterminée. Designons par AB (fig. 28) la surface de la terre, et CD la limite de l'atmosphère parallèle à AB. Si toute la surface AB s'échauffait également, l'air se dilaterait et éloignerait de la terre la limite CD. Mais si la portion EF est échauffée tandis que AE et FB conservent la même température, alors la colonne d'air EFIL se dîlatera, et sa limite supérieure séra plus élevée en GH que IL, par exemple. Mais, de même qu'une goutte d'eau tombant sur une surface liquide s'étend également dans tous les sens, de même la masse d'air située entre GH et IL s'écoule de tous les cotés et produit des vents qui, ainsi que l'indique la flèche d'en haut, soufflent des pays plus chauds vers des pays plus froids.»

(1) Lehrbuch der Meteorologie. I. Halle 1831, p. 138, et Cours complet de météorologie, traduit par Ch. Martins. Paris 1843, p. 31.

»Tandis que ces phénomènes se passent dans les régions supérieures de l'atmosphère, l'équilibre est aussi rompu au niveau du sol par le poids de l'air qui est épanché à la partie supérieure, cet accroisement de poids de la colonne dont EF est la base se trouve diminué. De même que l'air comprimé dans un ballon s'écoule au dehors dès qu'on y pratique une ouverture, de même l'air s'écoule des parties plus froides vers les régions plus chaudes dans la direction des flèches inférieures.»

Fig. 28.



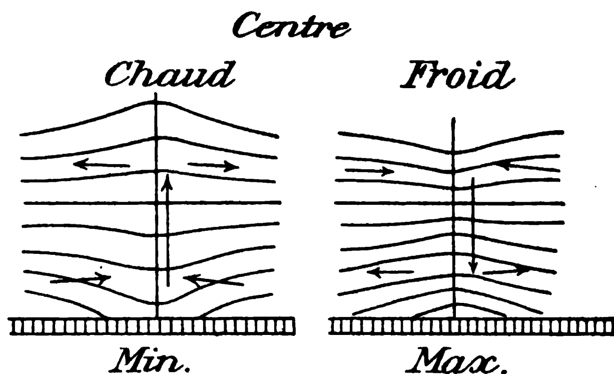
»Si la région EF s'était notablement refroidie, l'atmosphère située au-dessus se serait contractée; et les colonnes d'air AE et FB se seraient écoulées vers EF, tandis que deux courants inverses auraient eu lieu à la surface du globe. La combinaison de ces faits nous conduit à la conclusion suivante:»

»*Si deux régions voisines sont inégalement échauffées, il se produira dans les couches supérieures un vent allant de la région chaude à la région froide, et à la surface du sol un courant contraire.*»

Nous avons vu plus haut que l'air ne se meut pas en ligne droite vers le centre chaud mais en spirales. La déviation apparente produite par la rotation de la terre sur tous les mouvements qui ont lieu à sa surface est exactement la même, quelle que soit la direction du mouvement initial; cette action déviante

s'exerce toujours perpendiculairement à la direction du mouvement; elle est dirigée vers la droite dans l'hèmisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud; toutes choses égales d'ailleurs, elle est proportionelle à la vitesse du mouvement, enfin, elle dépend de la latitude étant proportionelle au sinus de cette latitude. Nous avons vu aussi que l'angle du vent avec le gradient dépend du coefficient de frottement. Enfin nous avons constaté que l'air autour du centre monte en haut, qu'il y a une hauteur à laquelle l'air se meut en cercle autour du centre, et qu'a mesure qu'on s'élève plus haut, les vents sont écartés en dehors. Dans les maxima les directions sont renversées. (1)

Fig. 29.



Supposons donc qu'il existe à la surface de la terre un centre chaud, comme celui admis par *Kæmtz.* D'après ce que nous avons vu plus haut, les surfaces d'égale pression se creuseront dans le voisinage du sol et s'inclineront de part et d'autre vers le point le plus chaud. A une certaine hauteur, il y aura une surface isobare moyenne (Fig. 29) qui sera un plan horizontal: c'est le plan neutre. Au dessus de ce plan, au contraire, les surfaces isobares seront bombées au centre.

Des considérations analognes montrent que les caractères généraux de la circulation de l'air sont absolument opposés audessus d'un centre froid.

(1) T. II. Chap. I.

Dans l'air sec ces tourbillons ne dureraient pas longtemps, car l'air ascendant se refroidit et l'air descendant s'échauffe rapidement et du reste les mouvements de l'air ont précisement pour effet d'uniformiser les températures. Mais si l'air ascendant est suffisamment humide, la condensation commencera à une hauteur relativement faible et à partir de ce moment, la décroissance de température dans l'air saturé ascendant est très lente, et la température de la colonne d'air ascendante sera beaucoup plus élevée que celle de l'air environnant à la même hauteur. (1) Ce système possède donc en lui-même toutes les conditions de permanence.

Ainsi, d'après la théorie thermique les cyclones ou les dépressions barométriques se produiraient dans un air calme s'il y a un centre chaud à la surface terrestre, surtout si l'air ascendant est assez humide pour qu'il s'y produise une abondante condensation.

En comparant la carte des isothermes avec celle des isobares pour la même saison on trouve en effet, surtout pour l'hiver, une corrélation surprenante. (2) Les grands mouvements cycloniques des zones temperées se trouvent sur les mers, couvertes d'air chaud et humide, et les grands anticyclones dans l'air froid et sec des grands continents.

Déjà en 1878 (3) *Hoffmeyer* a remarqué que, sur les petites mers comme sur les grands océans, il se developpe pendant l'hiver des minima barométriques, ou plutôt qu'on trouve là une tendance à renforcer les minima qui passent. *Hoffmeyer* cherche la raison de ce fait dans la différence de température qui existe pendant la saison froide entre la mer et les pays qui la bordent. Comme exemples, il cite le détroit de Davis, la mer Baltique, la mer Blanche, la mer Noire, la mer Caspienne et les parties de la Méditerranée voisines de l'Italie.

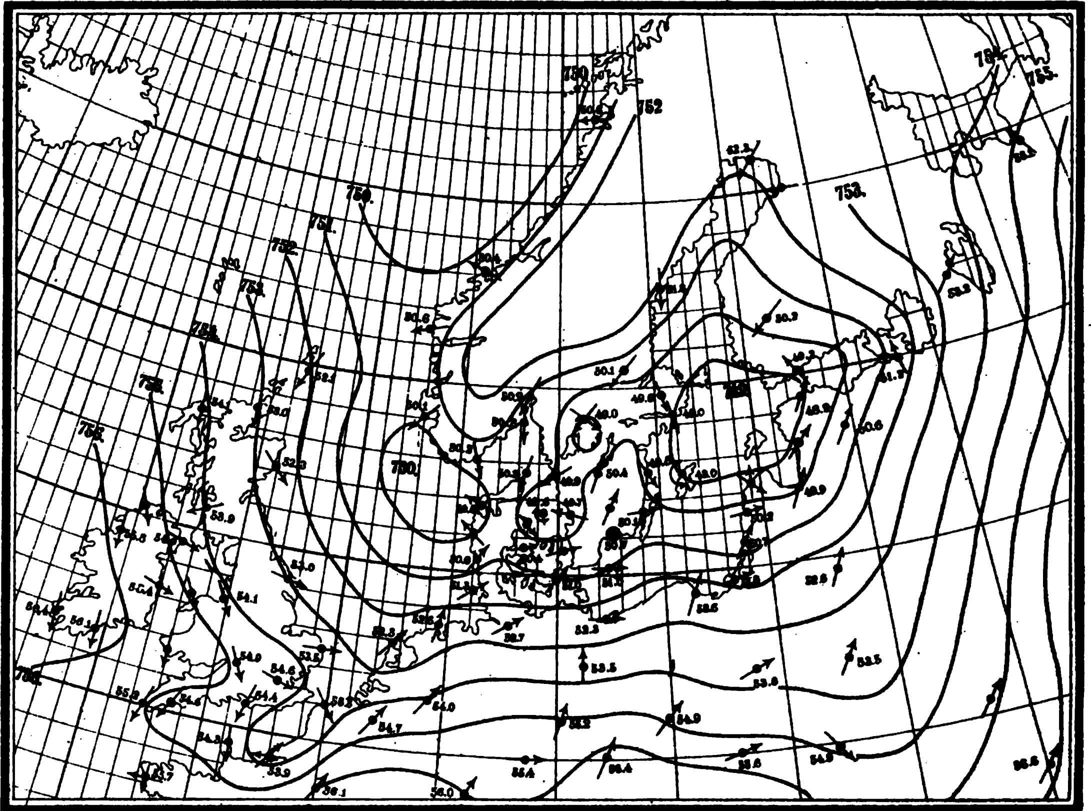
Une conséquence de la formation de ces minima est qu'il doit exister des vents de direction contraire sur les bords orientaux et occidentaux de ces mers, ce qui peut aider à comprendre la différence climatérique qui existe dans l'hémisphère nord entre les côtes occidentales et les côtes orientales pendant la saison d'hiver.

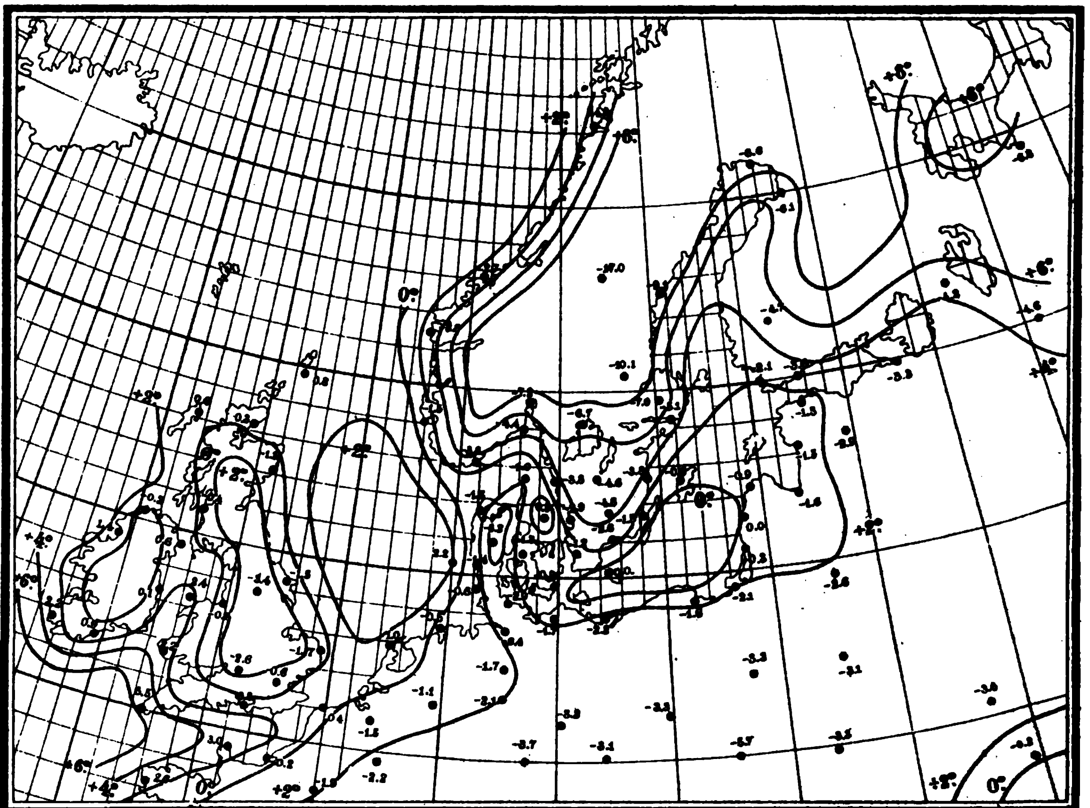
(1) Voir plus haut T. I. p. 174—177.

(2) Nous avons vu (T. I) que les isobares sont en relation avec les isanomales thermiques d'après la loi formulée par MM. Teisserenc de Bort et Wild.

(3) Congrès international de météorologie tenu à Paris 1878. p. 34.

6-26 December 1878.





L'année suivante *Hoffmeyer* a discuté cette question plus en détail. (1) Du 6 au 26 décembre 1878 la distribution de la température était très singulière au nord de l'Europe.

Le froid était intense dans l'intérieur des continents et en même temps la température était assez douce au-dessus des mers ouvertes. Pendant cette période on notait p. e. — 11° à Leipzic, — 15° en Angleterre, — 22° en Danemark et — 32,5 en Suède. Tous ces minima ont été trouvés dans l'intérieur des pays. Les côtes étaient en même temps moins froides, et sur la mer du Nord et sur la Baltique la température restait en général au dessus de zéro.

La cause de cette distribution de la température se trouve dans ce fait que les hautes pressions de l'Atlantique s'étaient déplacés vers le nord jusqu'aux parages de l'Irlande et même vers l'Islande. Ainsi les vents tempérés de l'océan ne pouvaient pas atteindre les côtes de l'Europe. D'un autre coté l'aire de hautes pressions sibérienne restait en même temps éloignée. En sorte qu'il règnait sur tout le nord de l'Europe une pression uniforme et relativement basse, et la température était déterminée presque exclusivement par la radiation différente des diverses parties de la surface terrestre.

La pl. XXII, hors texte, fait voir les isobares et les isothermes correspondantes. On y remarque une corrélation parfaite. Sur toutes les mers on trouve une dépression barométrique avec une circulation cyclonique des vents.

Pour janvier et février 1875 *Hoffmeyer* a trouvé la même chose sur les différents bassins de la Méditerranée. (Pour février voir Fig. 30 p. 198.)

D'un autre coté M. *Woeikof* a étudié l'influence d'une couche de neige sur le temps. (2) Il a trouvé qu'une couche de neige amène immédiatement une température plus basse et un caractère anticyclonique. Il est bien connu des habitants des pays du nord qu'un hiver froid est toujours accompagné d'une couche de neige

(1) Weitere Bemerkungen über die Luftdruckvertheilung im Winter. — Met. Zeitschrift 1879, p. 73.

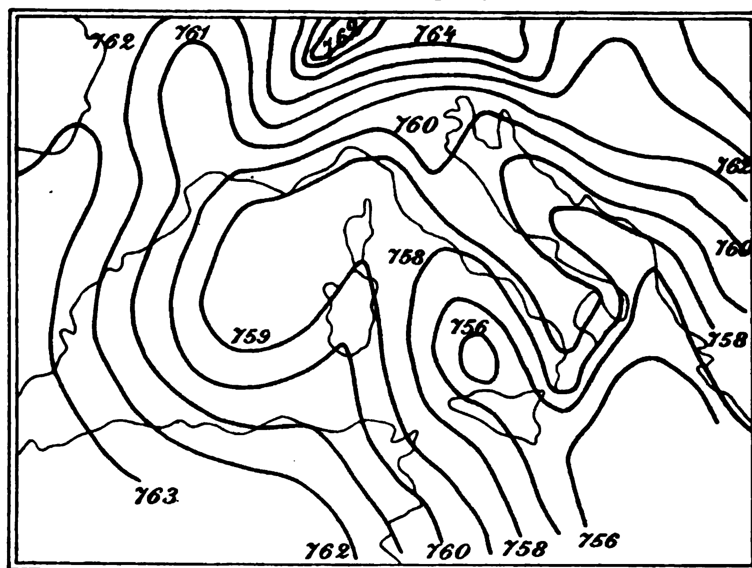
(2) Der Einfluss einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. — Geographische Abhandlungen herausgegeben von Prof. Penck in Wien. Bd. III. Heft 3.

persistante. Un dicton suédois annonce: »Si les souches portent des chapeaux blancs à St. André (le 30 novembre), l'hiver est installé et durera jusqu'à l'Annonciation (le 25 mars).»

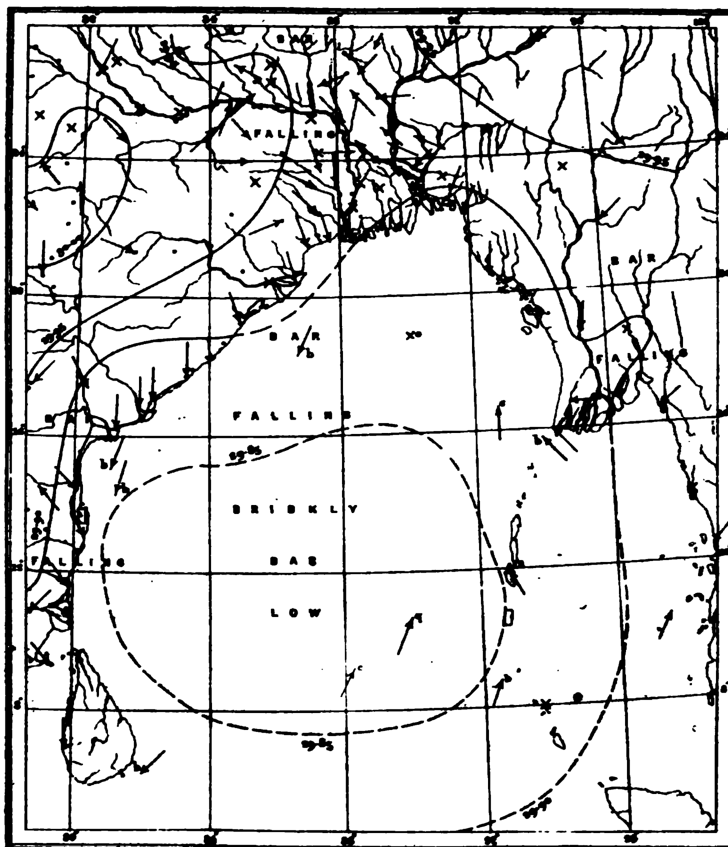
La théorie thermique semble rendre un compte assez exact de toutes les particularités que nous avons signalées dans les cyclones sur le Golfe du Bengale. Ce golfe étant entouré d'un nombre considérable de stations et sillonné de nombreux navires, il est facile d'étudier les variations du temps sur cette vaste étendue;

Fig. 30.

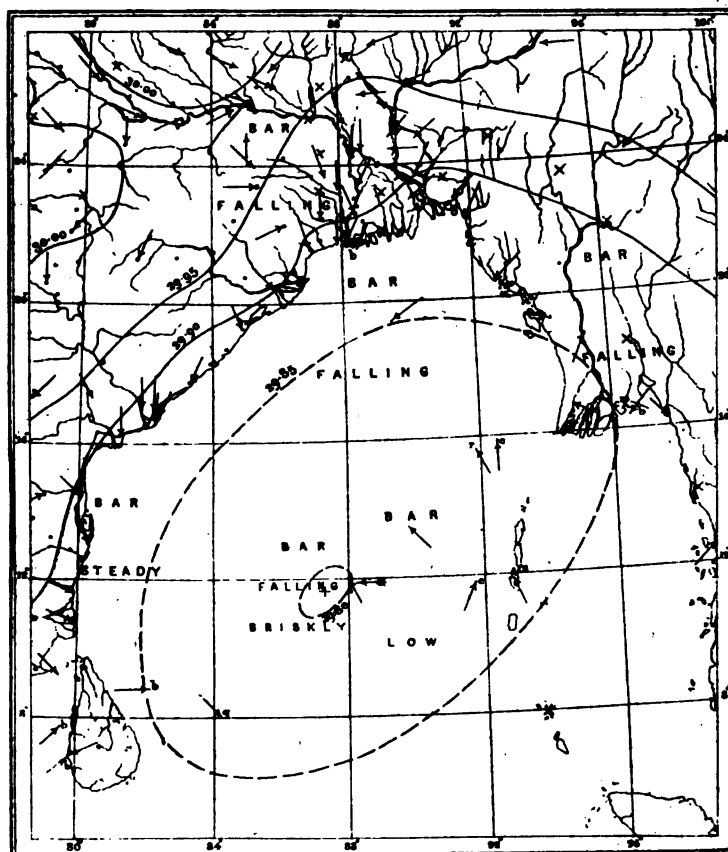
Février 1875.



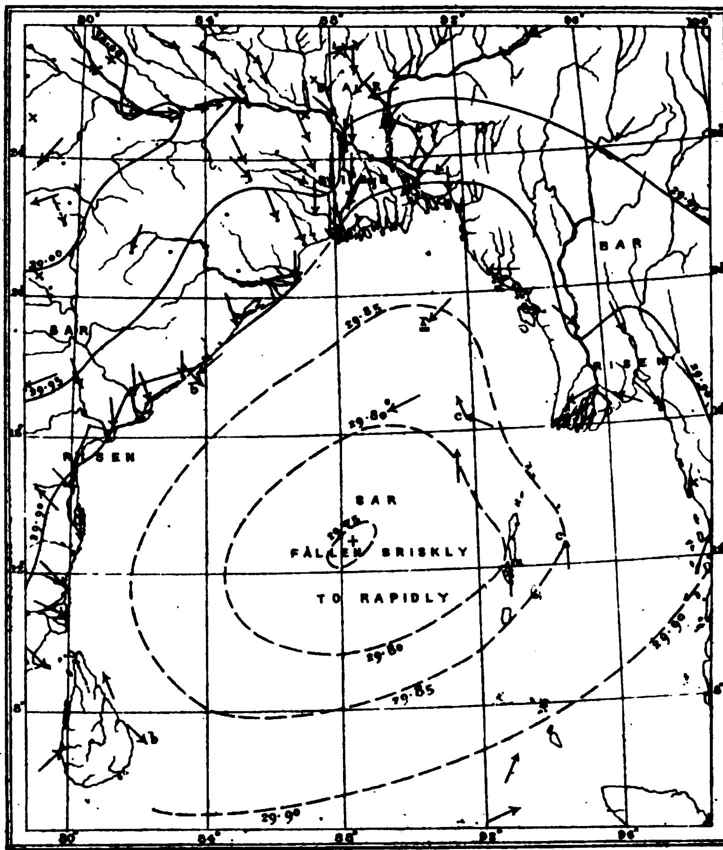
et nous avons une collection riche de monographies de cyclones qui ont sévi sur ce golfe et les contrées environnantes. *Blanford* dans ses excellents mémoires cités plus haut, a donné les traits généraux de ces phénomènes, mais c'est surtout son successeur le Directeur actuel de l'institut météorologique à Calcutta, M. *Eliot,* qui a discuté le plus profondement la formation des cyclones dans son Traité sur les cyclones et dans ses *Cyclone Memoirs.* Les cyclones, doivent se former dans une région d'abord calme, et se



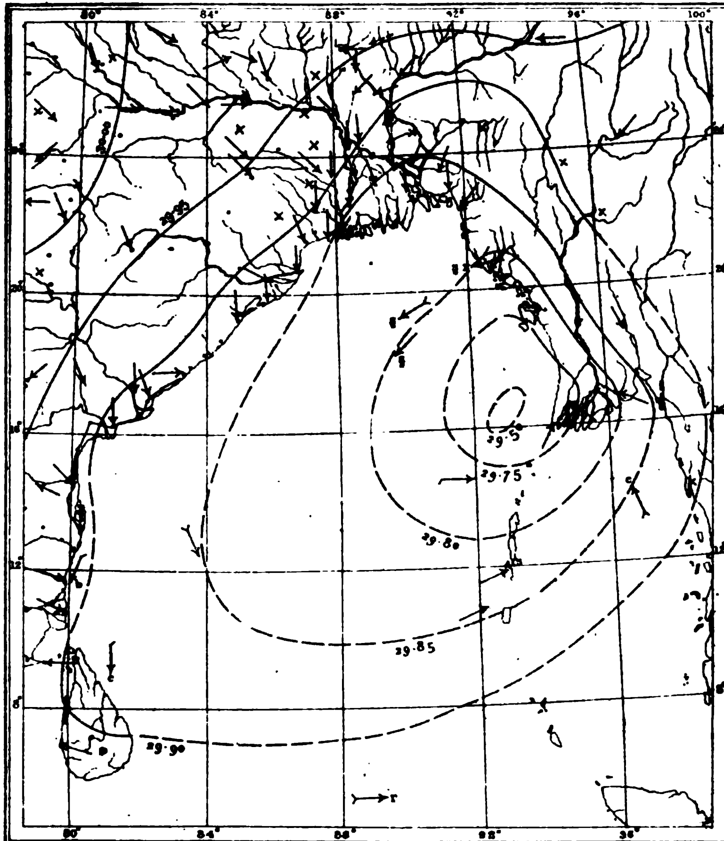
WEATHER CHART OF THE BAY OF BENGAL, 20th NOV. 1891.



WEATHER CHART OF THE BAY OF BENGAL, 21st NOV. 1891.



WEATHER CHART OF THE BAY OF BENGAL, 23rd NOV. 1891.



montrent, comme nous l'avons vu plus haut, surtout aux deux époques de calmes, au moment des renversements de la mousson.

A ces époques il y a en général une vallée barométrique sur le golfe, la pression étant plus haute au nord et au sud. Quelquefois cette vallée prend une grande étendue, la pression étant répartie très uniformément sur tout le Golfe du Bengale; le temps y est constamment beau et absolument calme, la température devient très élevée et l'évaparation de la surface de la mer énorme. Des vents très faibles règnent du NE sur les côtes nord, et du SW bien loin au sud, sur l'Océan Indien; ces vents opposés tendent à communiquer à l'air situé sur le golfe un très léger mouvement de rotation cyclonique; mais ils sont en général extrêmement faibles. Après quelques jours de temps calme et beau, le baromètre baisse peu à peu, ordinairement à l'ouest ou au NW des îles Andaman, et il s'y forme une dépression locale d'un petit diamètre. Alors la pluie commence à tomber dans l'intérieur de cette dépression. Les jours suivants, la pluie augmente de plus en plus, et la baisse barométrique s'accentue sur place. Enfin un véritable cyclone avec des pluies torrentielles s'est formé à la même place. Il commence alors à ce déplacer, lentement au commencement, puis de plus en plus vite.

Nous donnons ici comme spécimen les cartes synoptiques du 19, 20, 21 et 23 novembre 1891.(1)

Les pluies de la mousson avaient cessé le 12 novembre. Les vents faibles soufflaient de l'W au sud du golfe et des vents du N ou du NE règnaient sur sa partie nord et nord-ouest. Une vallée de basse pression s'étendait sur le centre du golfe. Mais le 19 un mouvement cyclonique très faible s'était établi. (Pl. XXIII hors texte.) Le 20 un cyclone de petit diamètre existait déjà au centre du golfe, accompagné de vents très forts et d'averses de pluie. Pendant le jour suivant ce cyclone s'élargit de plus en plus et commence à marcher vers le NE. Le 23 il est arrivé à la côte d'Arakan. Là il se dirigea directement vers la barrière de montagnes, Arakan Hills, d'une hauteur de 1500 à 3000 pieds seulement. Mais, la hauteur des cyclones du Golfe du Bengale étant très petite, comme nous l'avons montré plus

(1) Cyclone Memoirs N° V.

haut, il ne put pas franchir ces montagnes. Les isobares de la partie antérieure du cyclone étaient comme comprimées (voir la Pl. XXIII) et le tourbillon fut rapidement dissipé. Le diamètre du cyclone, c'est à dire la distance du centre à laquelle la vitesse dépassait 8 dans l'échelle de Beaufort, était de 150 km. environ le 20, 350 km. le 21 et 500 km. à peu près le 22.

La vitesse du centre était en kilomètres par heure:

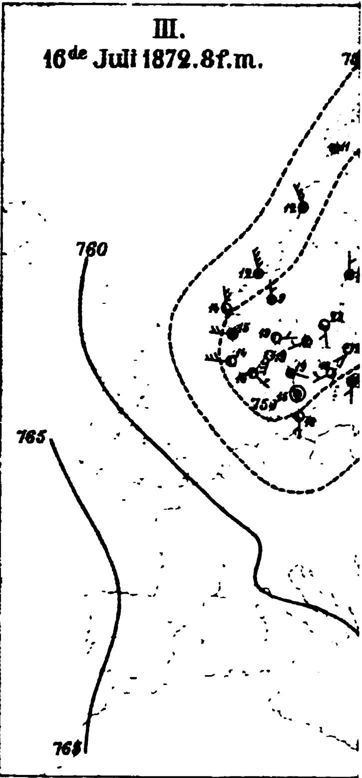
le 20	0
» 21	6,5
» 22	8
» 23 (0^h a. m.)	14,5
» 23 (8^h a. m.)	27,5

Ce cyclone, comme tous ceux qui naissent sur le Golfe du Bengale, paraît satisfaire à toutes les conditions de la théorie thermique. Il s'est formé sur place et évidemment son origine était absolument locale. Enfin il a eu une hauteur très faible puisque une chaîne de collines a suffi pour le détruire immédiatement.

Mais il arrive aussi en Europe qu'une dépression se développe d'une manière analogue. Nous venons de voir que *Hoffmeyer* a demontré comment en hiver les dépressions ont une tendance à se former sur les bassins des mers. En été une terre échauffée plus fortement que les mers environnantes est quelquefois aussi le siège de la formation d'une dépression. M. *Hamberg* a étudié ce cas dans la péninsule scandinave du 14 au 17 juillet 1872.(1) Quelques jours auparavant une forte pression régnait sur l'Atlantique nord à l'ouest de la Norvège. Les 10—14 juillet la chaleur avait été très forte dans l'intérieur de la péninsule Scandinave. Dans la Laponie, à Jockmock et à Stensele la température à 8^h a. m. avait atteint $+23^0$ à $+24^0$, et dans les provinces plus méridionales on avait à peu près la même température. En même temps la température était moins élevée sur les côtes, $+19^0$ — $+21^0$ en Suède et $+17^0$ — $+19^0$ en Norvège à 8^h a. m. Le 14 la pression barométrique était presque uniforme sur tout le

(1) Om utvecklingen af ett barometerminimum åtföljdt af åskväder i Sverige och Norge d. 14—20 juli 1872. — Öfvers. af K. Wet. Akad. Förh. 1875.


I.
14de Juli 1872. 8f.m
760
760
765
765


III.
16de Juli 1872. 8f.m.
760
765
765

pays, mais le matin suivant une faible dépression s'est établie sur la Suède, dépression qui s'accentua de plus en plus pendant le 16 et le 17 juillet; (Voir Pl. XXIV hors texte.) Le 17 au matin le ciel était couvert, mais la pluie était en général nulle ou insignifiante pendant ces jours. Seulement il se produisit des orages de chaleur nombreux accompagnés ça et là d'averses de pluie de courte durée. Le 18 le centre s'était transporté en Russie.

M. *L. Teisserenc de Bort* dans son mémoire sur la circulation atmosphèrique sur la péninsule Ibérique, à donné aussi des cartes montrant l'effet d'un continent sur les maxima baormétriques et les dépressions journalières. (1)

Nous avons vu plus haut comment *Espy, Buchan, Mohn* et d'autres ont appliqué la théorie thermique sur le développement et la propagation des dépressions en Amérique et en Europe.

2° **Théorie mécanique:** Nous avons vu (T. I. p. 20) que *Dove* admettait une espèce de tempêtes comprenant celles qui naîssent entre deux courants parallèles et opposés. Si sur l'hémisphère boréal le »courant polaire» se trouve à l'ouest du »courant équatorial» chacun est dévié à droite et il y a une tendance à se former entre eux une dépression barométrique. De même *Thom* a constaté que les cyclones de l'Océan Indien naîssent dans la zone calme entre l'alizé du SE et la mousson de NW, ces courants opposés ayant mis l'air intermédiaire en rotation. (T. I. p. 41.)

M. *Charles Meldrum,* le celèbre directeur de l'observatoire météorologique à Maurice, qui a pendant de longues années étudié les cyclones de l'Océan Indien, est arrivé à la même opinion. (2) Il a constaté que les cyclones de cette mer naîssent sans exception dans la zone de calme entre des vents opposés. Il pense

(1) Ann. du Bureau Centr. météor. Paris 1880.

(2) Proceedings of the Meteorological Society. Vol. IV. —

1) On the connexion between the rotation of the wind in the Southern Indian Ocean and the relative positions of oppositely directed air-currents p. 283. Febr. 1869. —

2) On the rotation of wind between oppositely directed currents of air in the Southern Indian Ocean. p. 322. March 1869. —

3) On the connexion between the relative positions and directions of air-currents and the barometric pressure in the Southern Indian Ocean. p. 392. June 1869. —

que tous les cyclones tropicaux naîssent de la même manière. Les cyclones de l'Atlantique Nord commencent dans les »Doldrums», ou zone des calmes entre l'alizé de NE et les vent du SW qui règnent au N de l'équateur. Sur l'Atlantique Sud, où une telle zone de calmes n'existe pas, les cyclones sont presqu'inconnus.

Sur le Golfe du Bengale les cyclones naîssent, comme nous venons de le constater, entre les deux moussons. Enfin sur l'Océan Pacifique les Typhons proviennent de la zone des calmes au N de l'équateur, de la même manière que les cyclones des Antilles, et les cyclones au sud de l'équateur entre Pomouto et l'Australie naîssent entre la mousson de NW et l'alizé de SE. Plus à l'est, où la mousson de NW a cessé, les cyclones disparaîssent aussi.

M. *Meldrum* généralise la question. Chaque fois, dit-il, que deux courants parallèles sont situés de manière qu'ils ont une tendance, à cause de la rotation de la terre, à s'éloigner l'un de l'autre, il se forme entre eux une surface calme, mais peu à peu cet air calme est mis en rotation par les deux courants qui persistent de part et d'autre. Si, au contraire, les deux courants sont placés de manière à être infléchis par la force déviante de la terre l'un vers l'autre, il se forme un anticyclone. Pour l'hémisphère austral M. *Meldrum* donne le diagramme suivant. (Fig. 31.)

La même opinion a été émise par M. *Willson* en 1875 dans son rapport sur le cyclone de Midnapore et Burdwan. (2) Il reconnaît cependant, p. 80, qu'il ne s'agit pas entre lui et *Blanford* d'une différence en ce qui concerne les *faits* qui accompagnent la formation d'un cyclone. »La question à décider entre les deux théories semble être réduite à la question, lequel des deux phénomène est *la cause* et quel est *l'effet.*» Selon son opinion la pluie est l'effet du refroidissement du courant ascendant au centre du cyclone formé par les deux moussons opposées; selon la théorie thermique de *Blanford,* c'est le courant ascendant, formé par l'excès de température et d'humidité au centre du golfe, qui est la cause du tourbillon.

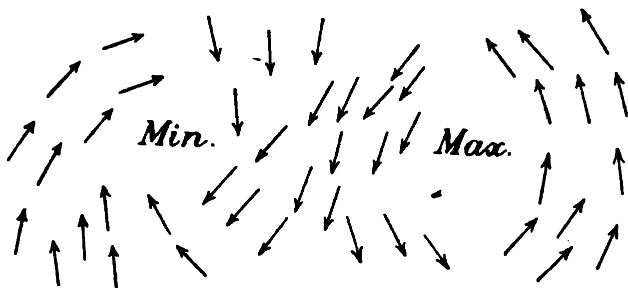
Les résultats de M. *Willson* furent combattus par M. *Eliot*

(1) W. G. Willson: Report of the Midnapore and Burdwan Cyclone of the 15th and 16th October 1874. Calcutta 1875. —

dans son grand ouvrage sur le cyclone de Vizagapatam et Backergunge. (1)

Les deux théories étant exposées d'une manière très exacte dans ces mémoires de M.M. *Willson* et *Eliot*, M. *Hann* a cherché a trancher la question si bien posée par M. *Willson*. (2) Il se place au même point de vue que MM. *Meldrum* et *Willson*, car 1° la théorie thermique n'est pas appliquable aux tempêtes des zones temperées. Sur l'Atlantique nord les dépressions sont les plus fréquentes et le mieux développées en hiver. Alors il y a deux régions de haute pression à l'ouest et à l'est de la mer amenant dés vents du nord sur les côtes de l'Amérique et du sud sur les côtes de l'Europe. En été, où la température est la plus haute

Fig. 31.



et la vapeur d'eau le plus abondante, les dépressions sont relativement rares. 2° Il y a souvent pendant la mousson du SW des pluies torrentielles plus intenses que celles qui accompagnent la formation d'un cyclone et cela sans qu'il se produise de cyclones.

L'argument le plus grave contre la théorie mécanique serait que les vents opposés étant très faibles on peut se demander d'où vient l'énergie énorme du cyclone. M. *Hann* à ce propos remarque qu'on voit des tourbillons d'une grande énergie se former dans un courant d'eau dont la vitesse est très faible. Il faut seulement

(1) Report of the Vizagapatam and Backergunge Cyclone of October 1876. Calcutta 1877.

(2) Bemerkung über die Entstehung der Cyklonen. Meteor. Zeitschrift. T. XII. 1877. p. 308.

que la masse d'eau qui engendre le tourbillon soit très grande relativement à la masse mise en rotation.

Supposons, dit M. *Hann*, que dans le cyclone de Backergunge p. e., la vitesse la plus grande, soit $v = 50$ m par séc., se trouvait à une distance de $r = 100$ miles (161 km) du centre. Alors la force vive de cet anneau est

$$\frac{1}{2}\, mv^2 = \frac{1}{2} \cdot \frac{1 \cdot 293 \cdot 2\,\pi r}{g} \cdot 2500 = 1667 \cdot 10^5 \text{ kgm.}$$

D'un autre coté, supposons que la différence de pression ne soit que de 5 mm entre un point situé à 100 miles, où la vitesse était 50 m, et un autre à $R = 500$ miles (805 km), où la vitesse était zéro. Alors la masse d'air passant, de 500 miles à la distance de 100 miles aurait une force vive,

$$\frac{1}{2}\, \frac{P}{g} \cdot 2\, gh = P \cdot h$$

la vitesse étant $v = \sqrt{2\, gh}$.

Mais ici $h = 0{,}005^{m} \cdot 10516 = 52{,}6$ m

et $P = 1{,}293 \cdot 2\,\pi \cdot R$ kg.

Donc $Ph = 4126 \cdot 10^5$ kgm.

Ainsi l'air arriverait avec une force vive 2 fois et demi plus grande que celle qu'on a observée. Il faut même qu'une grande partie se perde par les frottements ou se transforme en énergie potentielle, p. e. par une augmentation du gradient.

Quand il s'agit des dépressions des zones tempérées les difficultées sont plus grandes encore. Parmi les fondateurs mêmes de la météorologie dynamique on rencontre, comme nous l'avons vu dans l'historique, des partisans des deux théories, thermique et dynamique. D'un coté M. M. *Espy, Buchan, Mohn* et d'autres ont vu la cause de la formation et de la marche des minima barométriques dans les courants ascendants chauds et humides, d'un autre M. M. *Marié-Davy, Sonrel, de Tastes* et d'autres, surtout les météorologistes français, ont pensé que, même si la cause première de la formation des dépression était une condensation rapide de la vapeur d'eau, leur marche dépendrait des grands courants de l'atmosphère, les minima étant ensuite entraînés par eux de la même manière que les tourbillons sont en traînés par la rivière dans laquelle ils ont pris naissance.

Comme nous l'avons dit au commencement du chapitre actuel il est probable que ni l'une ni l'autre de ces théories ne renferme toute la verité, mais qu'elles en ont chacune une part. La théorie thermique ne s'applique guère à nos tempêtes d'hiver. Pourtant les dépressions sont le plus profondes et le plus fréquentes en hiver.

Nous avons vu plus haut (p. 127) que M. *Hann* a demontré par des observations faites sur les Alpes qu'à la même hauteur, au-dessus des couches les plus basses, la température est plus basse dans un cyclone que dans un anticyclone, ce qui est évidemment en opposition avec la théorie thermique. Nous verrons plus loin qu'on est arrivé au même résultat par les observations faites en ballon ou à l'aide de cerfs-volants, au moins en Europe et à une certaine hauteur.

De l'autre coté le partisan le plus résolu de la théorie mécanique, M. *Faye,* n'a pas mieux réussi.

Le celèbre astronome français, (1) a repris en effet une idée déjà en cours à l'observatoire de Paris, à savoir que les dépressions ou bourrasques de nos latitudes ne seraient autre chose que des tourbillons dus aux inégalités de vitesse des courants supérieurs, mais il a fait jouer dans ce phénomène un rôle prépondérant au mouvement déscendant qui n'existe guère dans les dépressions que d'une manière restreinte au dessus du centre calme d'un cyclone tropical. Il a comparé ces tourbillons aux taches du soleil auxquelles il donne la même origine.

D'après lui la force vive nécessaire au tourbillon serait empruntée aux courants supérieurs et le mouvement de l'air dans le tourbillon serait *descendant.* Il a appliqué les mêmes vues à tous les phénomènes tourbillonnaires: trombes, tornados, dépressions et cyclones, qui d'après lui ne différeraient que par les proportions.

L'objection la plus sérieuse tirée des faits materiels qui se présente d'elle même contre la théorie de M. *Faye,* en tant qu'elle exige la présence de vents descendants, est le fait toujours constaté que l'air dans son ensemble a en bas un mouvement con-

(1) Sur les tempêtes. Théories et discussions nouvelles. Paris 1887, voir aussi les Annuaires du Bureau des Longitudes pour 1875, 1877, 1884, 1886.

vergent vers le centre des tourbillons, dépressions ou cyclones. De plus, les travaux sur les directions des nuages faits par M.M. *Clement Ley, Hildebrandsson* et d'autres ont montré que les nuages supérieurs dans leur ensemble ont un mouvement divergent par rapport au centre d'un minimum barométrique. (Voir plus haut T. II. chap. I.) On est donc forcé d'en conclure que l'air entre dans la partie inférieure du tourbillon pour sortir plus haut, ce qui exige dans l'ensemble un mouvement ascendant — en contradiction formelle avec la théorie de M. *Faye.*

Nous insistons sur ce fait que c'est du mouvement d'ensemble qu'il s'agit, car il est évident que dans certaines parties de la dépression l'air peut être descendant. Dans la partie centrale du cyclone, là on l'oeil de la tempête est bien formé, il parait exister un mouvement descendant très lent et très peu accentué — comme semble le montrer la nébulosité faible et la température élevée du calme central (p. 75 plus haut).

Remarquons du reste que le mouvement vertical dans un tourbillon est toujours dirigé *vers* la couche dans laquelle se forme la rotation. Dans l'expérience classique de *Wilcke* p. e. (voir plus haut p. 76) le tourbillon est ascendant quand les palettes tournantes se trouvent en haut et descendant quand elle sont près du fond du vase.

En somme, il est évident que la question de la formation des cyclones ne peut être tranchée par les travaux faits jusqu'ici. Nous verrons plus loin les résultats auxquels ont conduits les recherches les plus récentes sur les régions supérieures de l'atmosphère.

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

6me LIVRAISON

PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1903


PICARD & FILS
EDITEURS
RUE BONAPARTE
82
PARIS VI ARROND
D'OCCASION
COMMISSION
LIVRES NEUFS
FRANÇAIS
&
ETRANGERS

CHAPITRE IV.

Sur la circulation générale de l'atmosphère.

Toutes les représentations des mouvements généraux de l'atmosphère, publiées jusqu'ici, sont des résultats de considérations théoriques. On a connu assez bien les vents règnant à la surface terrestre, mais, sauf quelques observations sur les contre-alizés, faites à quelques points isolés, on a ignoré presque complètement les courants supérieurs de l'atmosphère. Sur ces courants on a dû faire des hypothèses plus on moins heureuses, en se fondant sur deux principes fondamentaux:

1°. La température de l'air, qui dépend de l'influence calorifique du soleil, va en décroissant de l'équateur aux pôles, or il doit constamment exister un vent supérieur ou courant équatorial, soufflant de l'équateur aux pôles, et un vent inférieur ou courant polaire, soufflant des pôles à l'équateur.

2°. Quelle que soit la direction suivie par un courant atmosphérique, la rotation terrestre dévie ce courant à droite dans l'hémisphère boréal, à gauche dans l'hémisphère austral.

Le premier principe fut introduit en météorologie par *Halley* en 1686 pour expliquer l'origine des alizés, et l'autre par *Hadley* en 1735 pour expliquer la direction du NE et du SE, au lieu du N et du S, des alizés.

Selon *Dove* l'air fortement échauffé sur la zone équatoriale, s'élève en masse vers les hautes régions de l'atmosphère. Le mouvement ascensionnel ainsi produit donne lieu à un appel de l'air des deux côtés de l'équateur thermique; ainsi les alizés rasent la surface du sol, se dirigeant des régions tempérées vers l'équateur thermique. Les masses d'air, apportées vers l'équateur par les alizés, sont ramenées vers les pôles par des vents de re-

tour ou contre-alizés. Parvenus aux tropiques, les contre-alizés supérieurs s'abaissent jusqu'à la surface terrestre. Alors, selon *Dove,* une partie revient à l'équateur en alimentant les alizés, une autre partie continue sa route vers le pôle. Les vents du SW ou de l'W règnant au-dessus des mers de la zone tempérée de l'hémisphère nord, et ceux du NW ou de l'W de la zone tempérée de l'hémisphère sud, sont considérés par lui comme les prolongements des contre-alizés descendus sur la surface terrestre. Ce *courant équatorial* a conservé depuis son origine sur les mers tropicales une haute température et beaucoup d'humidité avec une basse pression de l'air. Tandis que le courant équatorial s'avance vers les régions polaires il faut qu'un *courant polaire* marche en sens contraire des régions polaires vers les tropiques. Ce courant est froid et sec et amène une haute pression. Un changement du temps dans la zone tempérée dépend toujours de la lutte continuelle entre le courant équatorial et le courant polaire.

De cette manière nous avons, selon *Dove,* sur chaque hémisphère deux circulations atmosphériques. L'une, régulière et verticale, s'effectue entre l'équateur thermique et le tropique, l'autre, du pôle à l'un des tropiques, est plus irrégulière et se produit presque horizontalement. D'ordinaire tout cet espace est partagé en vastes bandes obliques, composées de masses d'air coulant en sens inverses. Ces bandes se déplacent et se repoussent. La lutte entre les deux courants s'engage tantôt sur un point, tantôt sur un autre, et l'un deux finit par l'emporter.

D'un autre côté, *Maury* admet comme une loi générale résultant des observations:

1° une zone de calme aux environs de l'équateur;

2° des alizés ou vents polaires, affluant du nord et du sud vers l'équateur;

3° des zones de calmes ou de brises variables au nord et au sud, vers les-parallèles de 30°;

4° des contre-alizés on vents équatoriaux, descendant au-dessus de ces zones de calmes et continuant leur routes à la surface du sol jusqu'aux parallèles de 60° ou 70°;

5° plus près des pôles, à cause du rétrécissement des méridiens, le courant équatorial est obligé à monter en haut en tournant;

Fig. 1.

MAURY—1855.

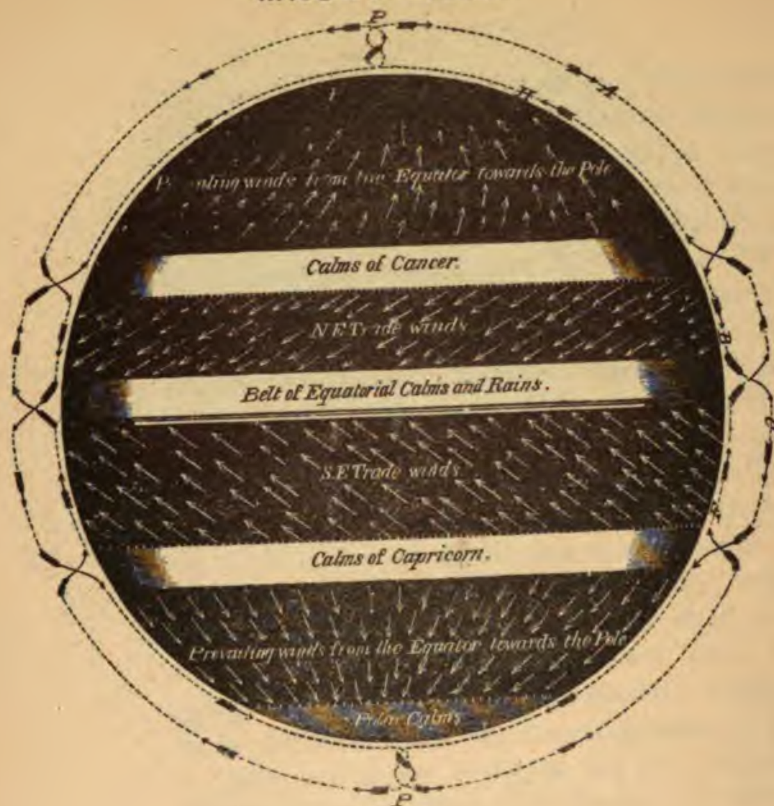


Fig. 4.

FERREL—1889.

N



6° ensuite il retourne comme courant polaire *supérieur* pour descendre vers la surface terrestre dans les calmes tropicaux et alimenter les alizés.

Ainsi, chaque masse d'air oscille continuellement d'un pôle à l'autre: sortant du pôle nord p. e. elle devient successivement courant polaire supérieur, alizé du NE, contre-alizé du NW dans l'hémisphère austral et courant équatorial. Dans le voisinage du pôle austral l'air monte de nouveau pour retourner comme courant polaire supérieur, alizé du SE, contre-alizé du SW et courant équatorial.

Les deux courants supérieurs, le courant polaire et le contre-alizé, se rencontrent au-dessus des calmes tropicaux. Là ils produisent une accumulation d'air avec une haute pression barométrique. Mais, chose étrange, les deux courants, en descendant vers la surface terrestre, *s'entrecroisent sans se mélanger* et continuent leur route en alimentant, l'un les alizés, l'autre le courant équatorial. De même au-dessus de l'équateur thermique les deux alizés, devenus de plus en plus chauds et humides, montent en haut et *s'entrecroisent de nouveau sans mélange quelconque.* L'alizé du SE p. e. continue sa route dans les régions supérieures de l'atmosphère comme contre-alizé de l'hémisphère nord. (Pl. XXV. Fig. 1.)

Les théories de *Dove* et de *Maury* n'ont guère au temps actuel de partisans parmi les météorologistes. Il suffit d'indiquer qu'il est en opposition directe avec les lois fondamentales de la théorie mécanique de la chaleur de croire que le courant équatorial puisse conserver depuis son origine sur les mers tropicales une haute température et beaucoup d'humidité, après avoir monté comme contre-alizé jusqu'aux régions supérieures de l'atmosphère. En effet, en montant en haut il doit se refroidir et perdre la plus grande partie de son humidité. Cela a été prouvé du reste par des observations directes. Nous n'en citerons qu'un seul exemple:

Pendant les séjours de MM. *Ångström* et *Edelstam* à Ténériffe pour étudier l'intensité de la radiation solaire à différentes altitudes, ils ont fait de temps en temps des observations météorologiques simultanément à des hauteurs différentes. Ainsi p. e. le 27 juillet à 9 h. a. m. ils ont trouvé à Sitio de Cullen auprès de la mer et près du Pico de Teyde à une hauteur de 3692 m. les valeurs suivantes:

Tableau 130.

	Barom.	Température		Humidité		
		T. sec	T. mouillé	absolue	relat.	gr. m³
Base . . .	762.6	+ 23.3	+ 19.7	14.5	68	14.2
Sommet .	491.6	+ 4.7	— 3.5	1.9	30	2.0

Ainsi la température a baissé de 0°,51 pour 100 m. en moyenne et l'humidité était très faible en haut. (1) Si l'air qui entourait le sommet était descendu à la surface de la mer, il est évident qu'il aurait dû être chaud mais en même temps extrêmement sec: un vrai Foehn.

Quant à la théorie de *Maury*, on ne peut pas comprendre comment deux courants aériens peuvent s'entrecroiser sans mélange.

Les théories, encore adoptées par plusieurs savants, sont celles de *Ferrel* et de *James Thomson*.

Ferrel a émis trois théories différentes: en 1856, (2) 1860 (3) et 1889. (4)

James Thomson a publié déjà en 1857 une théorie à peu près identique à la dernière de *Ferrel*. (5)

Nous ne suivrons pas ici les démonstrations et les calculs de ces auteurs. Nous rappellerons seulement les résultats auxquels ils sont arrivés.

Le résultat auquel est arrivé Ferrel en 1856 par des discussions et des calculs mathématiques est representé par Fig. 2. Pl. XXV.

(1) Knut Ångström: Intensité de la radiation solaire à différentes altitudes. Recherches faites à Ténériffe 1895 et 1896. — Actes de la Sol. Roy. des Sciences d'Upsal 1900. —

(2) »The Winds and the Currents of the Ocean.» — Nashville Journal of medecine and surgery 1856. Réimprimé dans les Professional Papers of the U. S. A. Signal Service No XII, 1.

(3) The motions of fluids and solids on the earths surface. — Runkle's Mathematical Monthly, 1858—1860. — Réimprimé dans les Professional Papers of the U. S. A. Signal Service No VIII.

(4) Ferrel: A popular Treatise on the Winds. New York 1889, p. 155.

(5) The grand Currents of atmospheric Circulation. Brithish Assoc. Meeting 1857. — Voir aussi: James Thomson's Bakerian Lecture: On the grand Currents of Atmospheric Circulation. Phil. Transactions 1892. (Imprimé après la mort de l'auteur.)

Il admettait qu'il y a des anneaux de haute pression autour de la terre à 28° au nord et au sud de l'équateur, et deux autres secondaires aux cercles polaires. Par contre il y a une basse pression au-dessus de l'équateur et deux autres plus fortes encore aux pôles. Ainsi la surface de la terre serait divisée en six zones distinctes, chacune avec sa propre circulation verticale.

Ainsi au nord de l'équateur l'air, amené par l'alizé vers l'équateur, y monte en haut, remonte comme contre-alizé vers le parallèle de 28°, où il descend vers la surface terrestre pour recommencer la même circulation.

Au nord du maximum autour du parallèle de 28° l'air doit aller vers le NE et le fait en effet. De là proviennent les vents dominants du SW de la zone tempérée. Un peu au sud du cercle polaire se trouve un minimum barométrique. Ici l'air monte en haut et retourne comme courant boréal supérieur à la haute pression tropicale, où il descend et recommence la même circulation.

Au nord du cercle polaire il admettait aussi une circulation et supposait que l'air descend autour du pôle et se rend vers le cercle polaire, y monte en haut pour retourner comme courants supérieurs aux environs du pôle.

De la même manière on aurait des circulations analogues au-dessus de l'hémisphère austral. —

L'année suivante, 1857, *James Thomson* a exposé une nouvelle théorie sur les grands courants de la circulation atmosphérique dans la séance de l'Association Britannique. Voir Fig. 5. Pl. XXV. Il admet au-dessus de chaque hémisphère deux courants principaux superposés. L'air qui monte en haut au-dessus des environs de l'équateur marche comme courant supérieur jusqu'aux environs du cercle polaire et retourne comme courant polaire inférieur vers l'équateur. Cependant, les observations ayant montré qu'il règne en général à la surface terrestre dans les zones tempérées des vents du SW, il admet que ces courants n'appartiennent qu'à une couche mince, formant une espèce de courant de réaction entre le courant boréal et la surface terrestre. Tous les trois courants ainsi superposés auraient une déviation vers l'est et seraient par conséquent SW, NW et SW. Évidemment on pourrait croire que le courant polaire serait un vent du NE selon la loi de *Hadley*. Mais *Thomson* admet qu'il est dévié vers l'est

»à cause d'un moment de rotation retenu des régions équatoriales et pas encore épuisé» (»*in virtue of a revolutional momentum brought from equatorial regions, and not yet exhausted»).* (1) —

Dans son deuxième mémoire *Ferrel* a démontré par des calculs assez détaillés que la circulation générale de l'atmosphère aurait lieu selon la Fig. 3. Pl. XXV.

Enfin en 1889 il a donné le diagramme, représenté par Fig. 4. Pl. XXV., qui ne diffère de celle de *James Thomson* que par quelques détails peu importants.

Cette théorie de la circulation générale de l'atmosphère est adoptée encore par plusieurs météorologistes. Pourtant les courants supérieurs des zones tempérees sont toutàfait hypothétiques et on n'a pas même essayé d'en prouver l'existence par des observations directes.

Avant qu'il soit possible d'étudier sérieusement les causes des mouvements généraux de l'atmosphère, il faut d'abord, et indépendamment de toute théorie préconçue, chercher à déterminer avec précision ce qui se passe actuellement dans l'atmosphère, c'est à dire constater par des observations directes *quels* sont ses mouvements. Depuis longtemps, on connaît la direction moyenne du vent, à un grand nombre de stations, dans presque tous les pays du monde, et aussi, grâce à la collaboration de toutes les marines et aux travaux classiques d'un *Maury,* d'un *Brault* et d'autres savants, notre connaissance du régime des vents au-dessus des mers est pour le moment très détaillée. Mais nos connaissances des courants supérieurs de l'atmosphère sont par contre très restreintes. Pour étudier les courants moyens à des altitudes diverses au dessus du sol il faut discuter les observations sur les mouvements des différentes formes des nuages. Malheureusement les observations régulières sur les mouvements des nuages sont encore trop rares, et souvent la valeur de celles que nous possédoos n'est pas hors discussion. D'un autre côté, on ne saurait affirmer a priori que la *direction moyenne* d'une certaine espèce de nuages *observée* soit celle du *vent dominant* à la même hau-

(1) Philos. Transactions l. c. p. 681.

teur. En effet, pour qu'on puisse déterminer la direction des courants supérieurs, il faut d'abord qu'il y flotte des nuages, parce que sans cela ils sont invisibles; ensuite il faut que ces nuages ne soient pas cachés par des nuages inférieurs. Or, il est évident que ces conditions ne sont pas toujours satisfaites.

Malgré ces inconvénients, M. *Hildebrandsson* a traité cette question à plusieurs reprises d'une manière préliminaire.

Pour l'Europe il a discuté les observations des mouvements des Cirrus, faites dans un grand nombre de stations, et des résultats, bien concordants, il tirait les conséquences suivantes: (1)

1° La direction moyenne des Cirrus est entre NW et SW à toutes les stations de l'Europe et en toute saison;

2° En hiver ils viennent d'un point plus boréal qu'en été;

3° La composante du N est surtout grande en hiver, au-dessus de la Suède et de la côte N de la Méditerranée.

Plus tard il a étendu ces recherches et discuté en deux mémoires la direction moyenne des courants supérieurs de l'atmosphère au-dessus de toute la surface terrestre. (2) Dans ces mémoires M. *Hildebrandsson* a trouvé les résultats suivants:

1° Dans les régions supérieures au-dessus des zones tempérées il règne des courants dont la direction est en moyenne de l'ouest à l'est;

2° Entre les tropiques leur direction est en sens inverse ou de l'est à l'ouest;

3° La direction des courants supérieurs semble coïncider à peu près avec la trajectoire moyenne des centres de dépressions barométriques;

4° La direction moyenne des courants supérieurs n'est pas en relation directe avec le régime barométrique moyen à la sur-

(1) The mean direction of Cirrus-Clouds over Europe. — Quarterly Journal of the Roy. Meteorol. Soc. 1885. — Voyez aussi: Meteorol. Zeitschrift 1886 et Ann. de la Soc. Météor. de France 1886, p. 295. —

(2) Sur la direction moyenne des courants supérieurs de l'atmosphère au-dessus de la surface terrestre. — Congrès météorologique international tenu à Paris du 19 au 26 Septembre 1889, mémoires, p. 193, et

Ueber den Werth der Messungen von Zugrichtung und Höhe der Wolken für die Meteorologische Wissenschaft. — Archiv der Deutschen Seewarte 1891, N° 5. —

face terrestre, mais en traçant sur la même carte les directions moyennes des courants supérieurs et les isobares, déterminés par M. *Teisserenc de Bort* pour la hauteur de 4000 mètres, la relation est très satisfaisante. Cependant elle n'est pas complète, parce que les Cirrus se trouvent à une hauteur de 7—9000 m., tandis que les isobares correspondent à 4000 m. seulement (Pl. XXVI).

La direction de l'E des courants supérieurs à l'équateur est donc prouvée directement. L'existence de ce courant fut déjà observée d'une manière singulière lors de l'éruption terrible du volcan de Krakatoa, en août 1883. Les phénomènes optiques, causés par la poussière volcanique, répandue dans les couches les plus élevées de l'atmosphère firent le tour du monde en 12—13 jours de l'E à l'W. Par conséquent, il faut que les courants les plus hauts de l'atmosphère soient doués d'une vitesse de 37 m. par seconde. Cette vitesse est à peu près la même que la vitesse moyenne des nuages supérieurs à Washington et elle n'a par conséquent rien d'inconcevable.

Nous donnons à présent d'après M. *Hildebrandsson* les résultats qu'il a publié dans son Rapport sur les observations internationales des nuages.

Les directions moyennes sont déterminées par le *résultantomètre* de M. *Sandström,* qui les donne à 1°—2° près.

I. *Zone tropicale.*

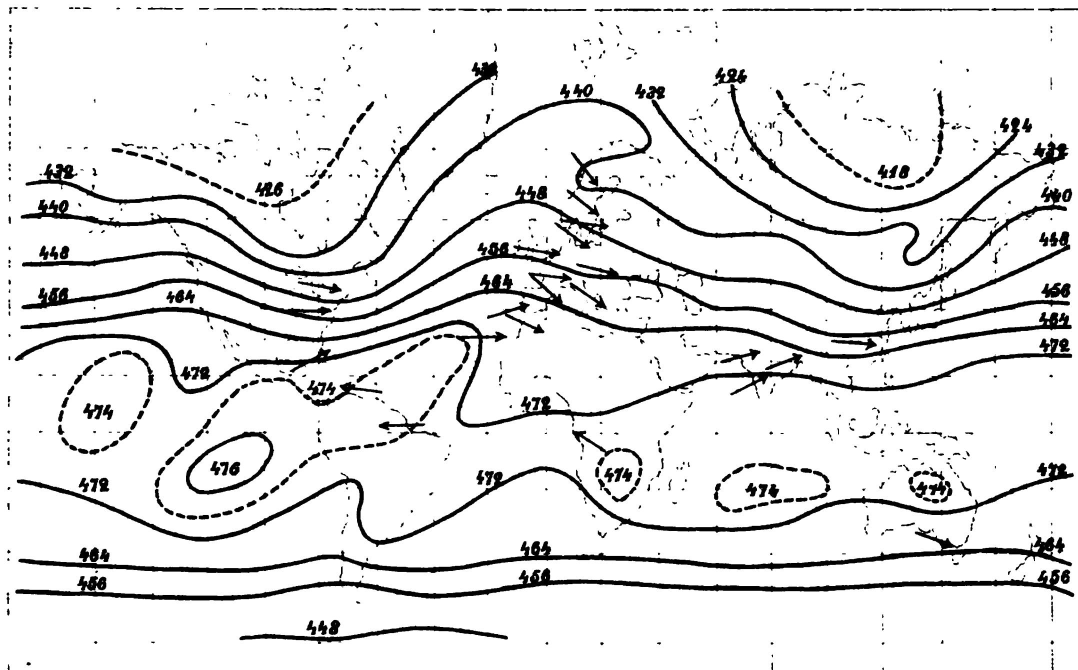
Les observations du voisinage de l'équateur sont malheureusement peu nombreuses. Pour l'Atlantique nous avons les observations suivantes:

a. Dans l'ouvrage du Capitaine *H. Toynbee:* Meteorological Data for Square 3, extending from the equator to 10° N. Lat., and from 20° to 30° W. Long., publication officielle de l'institut météorologique anglais, London 1874, on trouve pour chaque mois la direction moyenne des Cirrus. —

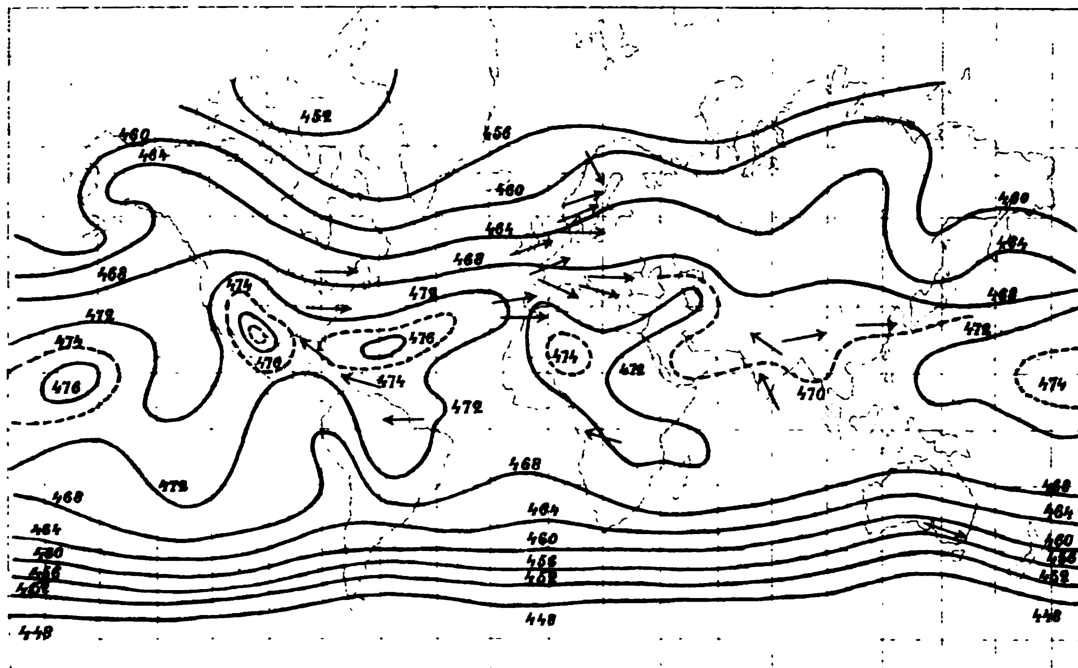
Dans la magnifique collection d'observations simultanées de presque toutes les parties du monde, publiée par le *Signal Office*

Teisserenc de Bort Isobares à la hauteur de 4000 m.

Janvier 1891.



Juillet.



à Washington,(1) il y a deux colonnes, malheureusement trop peu remplies, pour les observations sur la direction des *nuages supérieurs* et *inférieurs*. De ces observations nous avons calculé la direction moyenne des nuages supérieurs pour chaque saison à

b. **Paramaribo** (Guyenne Hollandaise) pour avril 1876—mars 1877, et

c. aux **Antilles** méridionales pour décembre 1877—novembre 1878.

d. Dans le bulletin météorologique de **San José de Costa Rica** on trouve des observations sur certaines espèces de nuages pour une année et demie. Nous avons calculé la direction moyenne des Cirrus pour chaque mois.

Les résultats se trouvent dans le Tableau 131 et sur Pl. XXVII.

Tableau 131.

	Square 3	San José		Paramaribo	Antilles
Janvier . . .	E 78° S	E 10° N			
Février . . .	E 60 S	E 22 S	Déc.—Févr. . .	E	E 7° S
Mars	E 23 S	E 45 N			
Avril	E 18 S	E 15 N			
Mai	E 26 S	E 73 N	Mars—Mai . .	E 1° S	E 29 S
Juin	E 7 S	E 25 N			
Juillet . . .	E 10 S	E			
Août	E 32 N	E 30 N	Juin—Août . .	E 2 S	E 30 S
Septembre . .	E 17 N	E 20 N			
Octobre . . .	E 20 S	E 10 N			
Novembre . .	E 60 S	E 17 N	Sept.—Nov. . .	E 1 N	E 14 S
Décembre . .	E 15 S	E 20 N			

A Paramaribo les nuages supérieurs viennent constamment de l'Est. En effet sur 270 observations il n'y avait que 6 du SE et 5 du NE pendant toute l'année.

(1) International meteorological observations taken simultaneously, 1875—1884.

Des observations, faites à **Mukimbungu,** État du Congo, par les missionnaires suédois de juillet 1889—avril 1891 nous avons trouvé la direction moyenne des Cirrus E 37° S.

Enfin M. *Maxwell Hall* donne pour **la Jamaïque**: Nuages supérieurs de l'ENE, intermédiaires du SE et inférieurs de l'E.(1)

Pour l'océan Pacifique nous avons les travaux excellents de l'observatoire de **Manille** aux Iles des Philippines à 14° 36′ Lat. N.(2) Les observations ont été faites pendant les années 1890—97. Le tableau suivant et Pl. XXVIII donnent les directions moyennes en quatre étages pour chaque mois. Les Ci-Cu sont, comme à l'ordinaire, comptés parmi les nuages intermédiaires.

Tableau 132.

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs	Vent
Janvier	E 84° S	E 10° N	E 12° N	E 84° N
Février	E 79 S	E 12 N	E 10 N	E 3 N
Mars	E 73 S	E 7 N	E 3 N	E 13 S
Avril	W 7 S	E 4 N	E 1 N	E 38 S
Mai	E 17 N	E 11 S	E 18 S	W 75 S
Juin	E 15 N	E 29 S	E 50 S	E 65 S
Juillet	E 14 N	W 35 S	W 36 S	W 43 S
Août	E 6 N	W 36 S	W 34 S	W 39 S
Septembre	E 27 N	W 24 S	W 21 S	W 41 S
Octobre	E 43 S	E 12 N	E 16 N	E 76 N
Novembre	E 21 S	E 1 S	E 7 N	E 51 N
Décembre	E 35 S	E 5 N	E 8 N	E 58 N

Ainsi la mousson à la surface terrestre se fait sentir jusque dans la région des nuages intermédiaires, c'est à dire à une hauteur de 5—7000 m. Les Ci et les Ci-S au contraire vont de l'E à l'W sauf en avril.

(1) Clouds and Cloud-Drift and Thunderstorms in Jamaica. — Jamaica 1896. —

(2) Rév. P. José Algué: Las nubes en el archipiélago Filipino. Collaboración al trabajo internacional de medición de nubes. — Manila 1898, p. 34.

Or, les observations, et des parages de l'Océan Atlantique, et de **Manille** auprès de l'Océan Pacifique, font voir que *les courants supérieurs au-dessus de la zone tropicale vont presque sans exception de l'est à l'ouest.* Le matériel est trop insuffisant pour nous permettre à discuter pourquoi ils vont tantôt un peu plus du NE, tantôt un peu plus du SE; il faut nous borner à constater un mouvement général de l'est à l'ouest au-dessus de l'équateur thermique.

II. *Zones des alizés.*

On a admis que le contre-alizé est dirigé partout du sudouest dans l'hémisphère boréal et du nordouest dans l'hémisphère austral, et on a même prétendu, comme nous l'avons vu plus haut, qu'il est prolongé dans les régions supérieures de l'atmosphère jusque vers le cercle polaire.

Dans l'Atlantique il n'y a pas de station située au milieu de la zone de l'alizé. En revanche nous avons dans l'alizé du SE de la mer Indienne l'excellent observatoire de **Maurice.**

Du rapport officiel du Directeur, M. *T. F. Claxton,* pour 1897 (1) nous extrayons les directions moyennes mensuelles des nuages supérieurs et celles du vent pour les années 1877—1897. Le nombre total des observations sur les nuages s'élève à 3,393. (Voir aussi Pl. XXIX.)

Tableau 133.

	Cirrus	Vent		Cirrus	Vent
Janvier . . .	N 82° W	S 87° E	Juillet	N 43° W	S 65° E
Février	N 80 W	S 80 E	Août	N 15 W	S 67 E
Mars	N 83 W	S 78 E	Septembre . .	N 20 W	S 71 E
Avril	N 68 W	S 72 E	Octobre . . .	N 48 W	S 78 E
Mai	N 61 W	S 64 E	Novembre . .	N 70 W	S 82 E
Juin	N 60 W	S 61 E	Décembre . .	N 78 W	E

(1) Colony of Mauritius. Annual Report of the Royal Alfred Observatory for the year 1897, p. 2.

Ainsi à Maurice, situé au milieu de l'alizé, le contre-alizé souffle à peu près du NW. Il est donc probable que ce vent supérieur souffle du SW au dessus du milieu de la zone des alizés de l'hémisphére boréal.

Dans les théories de *Ferrel* et de *J. Thomson* il est admis que le courant supérieur continue, au moins en grande partie, comme un vent supérieur du SW jusqu'aux environs du pôle nord. Nous verrons que cette idée est erronée.

En effet, le contre-alizé de l'hémisphère boréal est, comme tous les vents, dévié à droite et aux limites polaires des alizés il est devenu déjà un vent d'ouest. Cette déviation augmente, comme on le sait, avec la hauteur, et un courant supérieur dévie par conséquent à droite d'un courant inférieur, ce qui a été bien constaté par les observations directes des mouvements des couches superposées de nuages.

A **Ténériffe** il règne au sommet un vent presque constant du SW. Les Cirrus y sont assez rares. Cependant nous avons reçu de Puerto de la Orotava 40 observations du Professeur *Hj. Öhrvall,* de janvier à mai 1884, et 37 observations du lieutenant *Gustave Hultcrantz,* de novembre et décembre 1886. Ces observations se partagent de la manière suivante:

N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW
1	1	6	6	27	6	7	2
S	SSE	SE	ESE	E	ENE	NE	NNE
5	3	5	3	2	0	2	1

Ainsi à la hauteur des Cirrus la direction moyenne du vent supérieur est de W 15° S en hiver au dessus de Ténériffe.

Le Directeur de l'Observatoire Roy. de la Marine espagnole, M. le Capitaine *C. Pujazon,* nous a envoyé en manuscrit des observations régulières sur les mouvements des Cirrus pour les 10 années 1876—1885 de **San Fernando** (36° 37′ Lat. N.). Cette ville, située à l'ouest du détroit de Gibraltar, se trouve toute l'année, à l'exception peut-être de janvier, dans la limite boréale de l'alizé.

Voici les résultats! (Voir aussi Pl. XXX. a.)

Tableau 134.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	E 30° N	Juillet	W 14° S
Février	W 24 N	Août	W 3 S
Mars	W 8 S	Septembre	W 4 N
Avril	W 7 N	Octobre	W 3 N
Mai	W 3 S	Novembre	W 20 N
Juin	W 3 N	Décembre	W 35 N

Ainsi le contre-alizé du SW dévie de plus en plus à droite et, arrivé vers la limite boréale de l'alizé au voisinage de la pression barométrique la plus haute, il est devenu un vent, soufflant presque exactement *de l'ouest.*

De *Lisbonne* (38° 42′ Lat. N.) M. l'Amiral *de Brito Capello* nous a aussi envoyé en manuscrit des observations régulières sur les mouvements des Cirrus de février 1875 à décembre 1882. Les résultats se trouvent dans le tableau 135 et sur Pl. XXX. b.

Tableau 135.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	W 34° S	Juillet	W 20° S
Février	W 10 S	Août	W 16 S
Mars	W 28 S	Septembre	W 13 S
Avril	W 10 N	Octobre	W 8 S
Mai	W 17 S	Novembre	W 12 S
Juin	W 10 S	Décembre	W 6 S

Il semble probable que cette station soit placée tantôt sous les dernières ramifications boréales du contre-alizé, tantôt sous le régime des vents supérieurs de la zone tempérée. —

Les alizés et les hautes pressions aux tropiques, par lesquelles ils sont causés, ont, comme on sait, une oscillation annuelle, se déplaçant toujours avec le soleil du nord au sud et vice versa. Ainsi une large bande au nord de l'équateur thermique est cou-

verte en hiver de l'alizé de NE et en été de la zone des calmes tropicaux. En haut il règne au dessus de cette bande tantôt le contre-alizé de SW, tantôt le courant tropical de l'est. C'est la région des *moussons supérieures*. Comme spécimens nous avons les observations suivantes:

a) **Square N° 39** situé entre 10° et 20° Lat. N. et 20°—30° Long. W. Gr. (1). Pour ce carré, situé immédiatement au nord du Square 3, M. *Toynbee* a donné les directions suivantes des nuages supérieurs (Pl. XXXI. a.).

Tableau 136.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	W 29° S	Juillet	E 24° S
Février	W 47 S	Août	E 5 N
Mars	W 50 S	Septembre	E 65 S
Avril	E 43 N	Octobre	E 64 S
Mai	W 77 N (?)	Novembre	W 62 S
Juin	E 32 S	Décembre	W 63 S

La variation annuelle est ici très distincte, le contre-alizé règnant en hiver et les courants de l'est en été.

b) Le **Mexique**. Dans les Observations internationales simultanées, publiées par le *Signal Office*, 1875—1884, on trouve pour quelques années des observations sur la direction des nuages supérieurs et inférieurs de plusieurs stations en Mexique. Nous avons choisi dans ces tableaux les stations situées entre Matzatlan au NW et Vera Cruz au SE, c'est à dire entre 23° 20′ et 19° 11′ Lat. N. Le nombre de stations est fort variable en différentes années. Nous avons réuni toutes ces observations comme si elles appartenaient à une seule station. Les résultats se trouvent dans le Tabl. 137 et sur la Pl. XXXI. b.

(1) *H. Toynbee:* Meteorological Data for nine ten-degree Squares. — London 1876. — Official N° 27.

Tableau 137.

	N. Supérieurs	Inférieurs	Vent à Mazatlan
Janvier	W 55° S	W 64° S	W 80° N
Février	W 53 S	E 67 S(?)	E 70 N
Mars	W 40 S	W 76 S	E 60 N
Avril	W 32 S	W 44 S	E 33 N
Mai	W 37 S	W 52 S	E 23 N
Juin	E 36 S	E 24 S	E 19 N
Juillet	E 57 S	E 23 S	E 33 N
Août	E 14 S	E 35 S	E 26 N
Septembre	E 48 S	E 25 S	E 30 N
Octobre	E 63 S	E 37 S	E 46 N
Novembre	W 63 S	E 70 S	E 63 N
Décembre	W 62 S	E 68 S	E 55 N

On voit que la mousson supérieure est très bien développée en Mexique. Le vent à la surface terrestre est fort variable dans ce pays rempli de montagnes. Nous avons calculé sa direction moyenne mensuelle à Mazatlan, situé dans une plaine au bord de l'Océan Pacifique. Pendant la saison froide l'alizé y souffle du NE; pendant l'été il est dévié à droite et souffle entre l'ENE et l'Est.

c) **La Havane** (Cuba) (23° 9′ N. Lat.). Pour cette place nous avons calculé pour chaque saison la direction moyenne des nuages supérieurs des observations internationales simultanées, publié par le *Signal Office:*

Automne N 31° W; Hiver W 15° S;
Printemps W 21° S; Été E 26° S.

Ainsi au dessus de la Havane il règne un contre-alizé du SW en hiver et en printemps, le courant tropical de l'est en été. En automne le vent supérieur du NW, qui, comme nous le verrons plus bas, règne au dessus de la zone sub-tropicale, s'étend jusqu'à La Havane. (Pl. XXXI. c.)

L'Inde.

Au dessus de la région des moussons de l'Inde et de la Mer d'Oman le régime des vents est fort compliqué. L'Inde est séparée de l'Asie par une barrière de montagnes dont les sommets dépassent la hauteur moyenne des nuages supérieurs. Au sud de ces montagnes, dans la vallée du Gange, les moussons sont fortement déviées. En hiver le vent y souffle du NW au lieu du NE, et en été la mousson de SW devient un vent du S aux parages nords du Golfe du Bengal, remonte la vallée du Gange comme vent du SE, pour souffler enfin même du NE à Allahabad. Ces irrégularités y existent même dans les régions supérieures de l'atmosphère.

Les observations néphoscopiques de 13 années à Calcutta et à Allahabad ont donné les résultats suivants: (1)

	Janv.—Mars	Avril—Juin	Juill.—Sept.	Oct.—Déc.
Calcutta	S 84° W	S 47° W	S 14° E	S 78° W
Allahabad . . .	S 86 W	S 86 W	S 27 E	S 77 W

De plus comme il n'y a pas d'alizé en été au nord de l'équateur dans ces régions, on ne peut pas non plus parler d'un contre-alizé. Mais il règne presque toute l'année un vent supérieur de l'ouest au dessus de l'Inde centrale de Kurrachee à Cuttack.

A Assam le vent supérieur est pendant toute l'année de l'ouest.

Tout cela est prouvé par les tableaux suivants contenant les résultats des observations sur les directions des nuages supérieurs et inférieurs, contenus dans les *Observations internationales simultanées,* publiées par le *Signal office.*

Dans le tableau 138 sont réunies les observations des stations les plus boréales: Lahore, Roorhee, Agra, Luchnow, Allahabad, Patna, Hazaribagh et Calcutta, et dans le tableau 139 celles de Kurrachee, Deesa, Bombay, Poona, Belgaum, Nipur, Jubbelpore et Cuttack pour le temps octobre 1877 —novembre 1879, (voir aussi Pl. XXXII et XXXIII).

(1) Indian meteorological memoirs. Vol. IV. Part 8, p. 545.

Tableau 138.

	N. supérieurs	N. inférieurs	Vents (15 années)	
			Allahabad	Calcutta
Janvier	W 2° N	W 9° N	W 56° N	W 52° N
Février	W 9 S	W 5 S	W 24 N	W 9 S
Mars	W 5 S	W 5 S	W 25 N	W 58 S
Avril	W 15 S	W 29 S	W 38 N	W 87 S
Mai	E 55 S	E 68 S	E 82 N	E 79 S
Juin	E 63 S	E 50 S	E 88 N	E 86 S
Juillet	E 42 S	E 14 S	E 6 N	E 79 S
Août	E 25 S	E 17 S	E 50 N	E 73 S
Septembre	E 14 S	E 14 S	E 48 N	E 63 S
Octobre	E 10 N	E 2 N	W 48 N	W 42 N
Novembre	irréguliers	W 10 N	W 25 N	W 73 N
Décembre	W 10 S	W 10 S	W 36 N	W 64 N

Tableau 139.

	N. supérieurs	N. inférieurs	Vents	
			Bombay (10 années)	Cuttack (15 années)
Janvier	W 3° N	E 40° N	E 84° N	E 45° N
Février	W 3 N	E 35 S	W 86 N	W 74 S
Mars	W 15 S	E 35 S	W 62 N	W 74 S
Avril	W 20 S	E 15 S	W 38 N	W 73 S
Mai	W 47 S	E 70 S	W 8 N	W 85 S
Juin	W 54 S	W 17 S	W 27 S	W 59 S
Juillet	W 15 S	W 20 S	W 15 S	W 46 S
Août	E 2 N	W 15 S	W 9 S	W 46 S
Septembre	E 4 S	W 15 S	W 1 S	W 80 S
Octobre	W 4 S	E 85 S	E 75 N	E 58 N
Novembre	W 2 S	E 50 S	E 73 N	W 89 N
Décembre	W 35 S	E 65 S	E 73 N	E 78 N

En Assam un vent d'ouest règne pendant toute l'année dans la région des nuages supérieurs. En effet, on a trouvé

Hiver	Printemps	Été	Automne
W 13° S	W 12° S	W 9° S	W 9° S

Pour la mer d'Oman M. *Dallas* a publié les valeurs suivantes(1) pour les différentes saisons:

Tableau 140.

Latitudes	Vent	N. supérieurs	Cirrus purs	Latitudes	Vent	N. supérieurs	Cirrus purs
	1. Décembre—Février				3. Juin—Août		
32°—28°	N 22° W	N 45° W	N 45° W	32°—28°	—	—	—
28 —24	S 12 E	N 56 W	—	28 —24	—	—	—
24 —20	N 67 W	N 45 W	—	24 —20	N 67° W	—	—
20 —16	N 2 W	N 69 W	N 67 W	20 —16	S 64 W	N 7° E	S 59° E
16 —12	N 39 E	N 31 W	N 33 E	16 —12	S 50 W	N 82 E	N 65 E
12 — 8	N 39 E	N 81 E	N 82 E	12 — 8	S 50 W	S 45 E	S 54 W
8 — 4	N 45 E	N 69 E	N 58 E	8 — 4	S 57 W	S 56 W	S 39 W
4 — 0	N 18 E	N 34 E	N 34 E	4 — 0	S 51 W	S 28 W	S 82 W
	2. Mars—Mai				4. Septembre—Novembre		
32°—28°	N 79° W	N 68° W	N 68° W	32°—28	N 45° W	N 45° W	—
28 —24	N 66 W	N 82 W	N 56 W	28 —24	W	N 72 W	N 35° W
24 —20	S 87 W	S 77 W	S 72 W	24 —20	S 34 E	N 45 W	S 67 W
20 —16	N 40 E	S 85 W	N 50 W	20 —16	N 37 E	N 65 E	N 18 W
16 —12	N 41 E	S 87 E	S 47 E	16 —12	N 59 E	S 17 E	S 23 E
12 — 8	N 24 E	N 56 W	S 81 W	12 — 8	S 86 W	N 49 W	W
8 — 4	N 52 W	W	S 27 E	8 — 4	S 87 W	N 12 W	N 20 W
4 — 0	S 64 W	S 85 W	S 82 W	4 — 0	S 49 W	N 18 E	N 41 W

Au sud du Golfe du Bengal la direction moyenne des Cirrus est en novembre—février entre 0° et 10° Lat. S. S 31° E et entre 0° et 10° Lat. N. S 39° W.(2)

Ainsi en hiver dans la mer Indienne l'équateur thermique avec son courant supérieur tropical de l'Est se trouve au sud de l'équateur, ce qui est la cause de la mousson du NW dans ces parages. Dans la mer d'Oman les courants supérieurs de l'Est se trouvent au printemps à 4°—16° Lat. N pour se transporter en été au nord

(1) W. L. Dallas: Upper currents of air over the Arabian sea. — Quart. Journ. of the Roy. met. soc. 1893, p. 239.

(2) Indian Met. Mem. Vol. IV. Part. 8, p. 543.

du tropique du Cancer et revenir en automne vers l'équateur. Cependant ce va et vient semble être différent en différentes années, et le matériel dont nous disposons ne nous permet pas pour le moment d'étudier ce phénomène plus en détail.

Les zones tempérées.

Le Rév. P. *Marc Dechevrens* a démontré le premier en 1885 que la direction moyenne des nuages supérieurs est constamment *de l'ouest* dans la zone tempérée.(1) Comme nous l'avons dit plus haut nous avons depuis la même année 1885 trouvé la même chose pour l'Europe et d'autres parties des zones tempérées. Grâce au grand matériel dont nous disposons nous sommes en état de discuter cela de plus près.

Pour l'Amérique nous avons en première ligne les observations excellentes de l'observatoire de M. *Rotch* à **Blue Hill.** (Tableau 141 et Pl. XXXIV.)(2)

Tableau 141.

	Ci, Ci S	Ci Cu	AC, AS	Nuages inférieurs	Vent
Janvier	W 4° N	W 4° S	W 19° S	W 8° N	W 10° N
Février	W 1 S	W 2 S	W 16 S	W 9 N	W 20 N
Mars	W 5 N	W 21 N	W 27 N	W 34 N	W 41 N
Avril	W 14 N	W 38 N	W 7 S	W 23 N	W 39 N
Mai	W 22 N	W 22 S	W 16 S	W	W 63 S
Juin	W 28 N	W 5 N	W 14 N	W 8 N	W 43 S
Juillet	W 20 N	W 3 S	W 11 N	W 9 N	W 36 S
Août	W 4 S	W 3 S	W 7 N	W 5 N	W
Septembre	W 13 S	W 14 S	W 15 S	W 1 N	W 11 N
Octobre	W 5 S	W 5 S	W 6 S	W 6 N	W 18 N
Novembre	W 2 S	W 3 N	W 16 S	W 7 N	W 7 N
Décembre	W 6 S	W 14 S	W 7 S	W 10 N	W 11 N

(1) Mouvements des couches élevées de l'atmosphère, à Zi-ka-wei, déterminés par la direction des Cirri. Zi-ka-wei 1885. — Voir aussi: Mouvements des diverses couches de l'atmosphère. Mem. della Pontif. Accad. dei nuovi Lincei. Vol. XI. 1896.

(2) H. Helm Clayton: Discussion of the Cloud Observations. Ann. of the Observatory of Harvard College. Vol. XXX. P. IV, p. 404.

Des Observations internationales simultanées, publiées du *Signal Office,* nous avons calculé pour quelques stations au **Canada** les directions moyennes des nuages supérieurs: Hiver W 8° N; Printemps W 14° N; Été W 3° S; Automne W 12° N.

De l'Europe nous avons des observations nombreuses.

Paris. De l'observatoire au Parc Saint Maur près Paris l'excellent observateur M. *É. Renou,* notre collègue regretté, nous a envoyé en manuscrit des observations très détaillées sur les mouvements des différentes formes de nuages pour les cinq années 1876—1880. Nous donnons ici (Tableau 142 et Pl. XXXV. a.) les résultats calculés de ces observations. La classification qu'employait M. *Renou* à ce temps étant difficile à comparer avec la classification internationale actuelle, nous avons considéré ces Cirrus et Cirro-Stratus comme nuages supérieurs; cela d'accord avec ses propres indications.

Tableau 142.

	N. supérieurs	Inférieurs		N. supérieurs	Inférieurs
Janvier	W 25° N	E 58° N	Juillet	W	W 18° S
Février	W 9 N	W 14 S	Août	W 28 S	W 30 S
Mars	W 13 N	W 40 S	Septembre	W 2 S	W 10 S
Avril	W 18 S	W 25 S	Octobre	W 17 S	W 4 N
Mai	W 13 S	W 11 S	Novembre	W 4 N	W 15 S
Juin	W 23 S	W 33 S	Décembre	W 7 S	W 6 S

Angleterre. Notre collaborateur dans les études sur les nuages, *Clement Ley,* avait, comme on sait, organisé en Angleterre un réseau de stations pour les observations des nuages. Il a eu l'obligeance de nous envoyer continuellement pendant les années 1875—1889 des copies de toutes ces observations. Le nombre des stations a varié considérablement pendant ces années. En général on n'a observé que les *Cirrus.* Pour toutes les stations, à l'exception de 2—3, situées en Irlande ou en Écosse, nous avons calculé les moyennes générales suivantes: (Tableau 143 Pl. XXXV. b.)

Tableau 143.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	W 2° N	Juillet	W 11° N
Février	W 16 N	Août	W 5 N
Mars	W 21 N	Septembre	W 1 N
Avril	W 9 N	Octobre	W 9 N
Mai	W 5 S	Novembre	W 15 N
Juin	W 3 N	Décembre	W 58 N

Allemagne. Dans les publications de l'Institut météorologique à Berlin il y a des observations sur les mouvements des Cirrus. Nous avons calculé les moyennes mensuelles générales pour cinq années. (Tableau 144. Pl. XXXV. c.)

Tableau 144.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	W 7° S	Juillet	W 12° S
Février	W 42 N	Août	W 13 S
Mars	W 11 N	Septembre	W 6 N
Avril	W 15 N	Octobre	W 35 S
Mai	W 36 S	Novembre	W 5 S
Juin	W 8 S	Décembre	W 2 N

De **Aarhus** (56° 9′ N. Lat.) en **Danemark,** et de **Hinnerup** (56° 16′), situé à quelques km au NW de Aarhus, M. *H. Nielsen* nous a envoyé en manuscrit des observations excellentes, faites à Aarhus pendant 3 années (1886 –89) et à Hinnerup pendant 12 années (1890—1900). Il a annoté 3 fois par jour la marche des différentes espèces de nuages selon la classification employée en 1886 à Upsal, classification qui ne diffère de celle adoptée en 1891 comme internationale, que par une on deux dénominations peu importantes. Cette série est donc une des plus complètes que nous possédons. Les résultats de ces 15 années d'observations se trouvent en Tableau 145 et sur Pl. XXXVI.

Tableau 145.

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs	Vent 8h A. M.
Janvier	W 39° N	W 40° N	W 22° S	W 42° S
Février	W 36 N	W 39 N	W 1 N	W 7 S
Mars	W 27 N	W 32 S	W 5 S	W 20 S
Avril	W 15 S	E 75 S	W 24 N	E 60 N
Mai	W 18 S	W 44 S	W 2 N	W 85 N
Juin	W 5 S	W 16 S	W 8 N	W 20 N
Juillet	W 10 N	W 5 S	W 3 S	W 16 S
Août	W 11 S	W 37 S	W 17 S	W 33 S
Septembre	W 4 N	W 17 S	W 9 S	W 10 S
Octobre	W 6 S	W 10 S	W 36 S	W 53 S
Novembre	W 30 N	W 20 S	W 50 S	W 54 S
Décembre	W	W 18 S	W 42 S	W 57 S

Upsal (59° 51′ N. Lat.). Dans *L'Étude internationale des Nuages 1896—1897. La Suède. III. p. 6.* nous avons calculé, depuis le 1 juillet 1882, pour chaque mois le vent moyen à quatre hauteurs: 1° à la surface terrestre, 2° à la hauteur des nuages inférieurs, 3° à celle des nuages intermédiaires et 4° à celle des nuages supérieurs. Voici les résultats: (Voir aussi Pl. XXXVII.)

Tableau 146.

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs	Vent
Janvier	W 41° N	W 22° N	W 5° S	W 32° S
Février	W 43 N	W 46 N	W 6 S	W 5 S
Mars	W 25 N	W 28 N	W 22 N	S 37 W
Avril	W 8 N	W 3 N	W 51 N	N 34 E
Mai	W 12 N	W 8 S	W 5 N	E 20 S
Juin	W 11 N	W 1 N	W 19 N	N 1 W
Juillet	W 24 S	W 19 S	W 21 S	S 25 W
Août	W 17 S	W 13 S	W 12 S	S 33 W
Septembre	W 23 N	W 5 N	W 17 S	W 32 S
Octobre	W 7 N	W 13 N	W 38 S	S 38 W
Novembre	W 41 N	W 25 N	W 23 S	W 38 S
Décembre	W 36 N	W 32 N	W 31 S	S 39 W

A la surface terrestre le vent est en général SW, sauf en avril (NE), et en juin (N). En mai le vent est extrêmement variable, et on peut obtenir à peu près une direction moyenne quelconque en la calculant d'après une série plus ou moins longue.

A la hauteur des nuages inférieurs le régime des vents a peu changé. Là aussi la direction est en général du SW ou de l'WSW, sauf au printemps, mars—juin, où il est de l'WNW. A la hauteur des nuages intermédiaires et supérieurs le régime des vents est à peu près le même, mais très différent de celui des couches inférieures. Dans toute la couche d'air, située entre 4,000 et 10,000 mètres de hauteur, le vent de l'ouest a une composante plus ou moins grande de N, sauf en mai, juillet et août. Pendant ces derniers mois le vent est à toutes les hauteurs entre S et W.

Cette direction des courants supérieurs d'un rhumb plus boréal en hiver qu'en été, déjà visible en Danemark, se retrouve partout en Suède et s'accentue vers le nord.

A *Nora* (59° 32'), situé à l'ouest d'Upsal, M. *C. G. Löwenhielm* a observé avec le plus grand soin les mouvements des Cirrus pendant 23 années (1876—98). D'après ces excellentes observations nous avons calculé les directions moyennes suivantes: (voir aussi Pl. XXXVIII, a).

Tableau 147.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	W 49° N	Juillet	W 8° S
Février	W 32 N	Août	W 1 S
Mars	W 30 N	Septembre	W 9 N
Avril	W 12 N	Octobre	W 14 N
Mai	W 2 N	Novembre	W 33 N
Juin	W 4 S	Décembre	W 29 N

De Sundsvall (62° 24' N. Lat. au bord du Golfe de Bothnie) nous avons aussi une longne série d'observations sur les mouvements de toutes les formes des nuages, exécutée (1884—97) par

le météorologiste connu, M. *S. Hjeltström,* professeur au lycée de cette ville. Seulement pour l'août les observations manquent pour plusieurs années, l'observateur ayant été absent. Voici les résultats! (Tabl. 148 et Pl. XXXVIII, b.)

Tableau 148.

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs
Janvier	W 23° N	W 24° N	W 6° N
Février	W 34 N	W 30 N	W 14 N
Mars	W 28 N	W 40 N	W 58 N
Avril	W 10 N	W 23 N	W 48 N
Mai	W 7 S	W 8 S	W 29 N
Juin	W 2 N	W 20 S	W 37 N
Juillet	W 30 S	W 20 S	W 21 S
Août	W 5 S	W 40 S	W 50 N
Septembre	W 15 N	W 7 N	W 14 N
Octobre	W 15 N	W 17 N	W 2 N
Novembre	W 30 N	W 11 N	W 15 S
Décembre	W 45 N	W 70 N	W 21 S

Les observations de Nora et de Sundsvall confirment par conséquent les observations d'Upsal.

De la Laponie M. le curé *M. T. Berlin* nous a envoyé une série d'observations (1874—82) sur les mouvements des Cirrus, au commencement de **Qvickjock** (66° 57′ N. Lat.) et plus tard de **Arjeploug,** situé à une centaine de kilomètres au sud de Qvickjock. Nous avons considéré les deux séries comme une seule. Nous avons ajouté les observations du vent, faites à *Jockmock,* situé entre les deux stations et station officielle dans le réseau suédois. (Voir Tabl. 149 et Pl. XXXIX a.)

Tableau 149.

	Cirrus	Vent		Cirrus	Vent
Janvier . . .	W 50° N	W 23° S	Juillet	W 27° N	E 11° N
Février . . .	W 44 N	W 10 S	Août	W 42 N	E 40 N
Mars	W 43 N	W 13 N	Septembre . .	W 60 N	E 20 S
Avril	47 N	W 25 N	Octobre . . .	W 36 N	W 15 N
Mai	43 N	W 78 N	Novembre . .	W 47 N	W 43 N
Juin . . .	45 N	W 7 S	Décembre . .	W 80 N	W 5 S

Les variations singulières du vent à la surface terrestre s'expliquent parfaitement par la distribution de la pression de l'air en chaque mois. (1)

Au dessus de ces vents variables il règne en haut pendant toute l'année un courant presque constant du NW.

De la **Norvège** et de l'**Atlantique boréale** nous n'avons que les observations faites à **Bergen** (60° 24′ N. Lat.) par M. *H. Nielsen* pendant 2 années, sauf en juillet et août, et les observations, faites en quelques stations pendant »l'année des nuages», 1896—97.

Les résultats de Bergen se trouvent dans le tableau 150 et sur Pl. XXXIX, b.

Tableau 150.

	Cirrus		Cirrus
Janvier	W 5° N	Juillet	—
Février	46 S	Août	—
Mars	W	Septembre	W 56° S
Avril	66° S	Octobre	38 S
Mai	23 S	Novembre	30 S
Juin	25 S	Décembre	W 40 S

Le Tableau suivant renferme les observations des autres stations où l'on a observé pendant 1896—97.

(1) H. E. Hamberg: La pression atmosphérique moyenne en Suède 1860—1895. — Mémoires de l'Acad. Roy. des Sc. de Suède. T. 31. 1898. —

Tableau 151.

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs
		Avril—Septembre	
Lödingen	W 63° S	W 75° S	W 54° S
Drontheim	W 25 S	W 46 S	W 28 S
Aasnes	W 18 S	W 15 S	W 80 S
Christiania	W 9 S	W 9 S	E 71 S
Thorshavn	W 55 S	E 25 S	W 25 S
Reykjavig	E 70 N	W 80 S	E 57 S
Stykkisholm	W 3 N	—	W 81 S
Teigarhorni	W 29 N	—	W 3 S
Upernivik	W 86 S	—	W 59 S
		Octobre—Mars	
Lödingen	W 51° S	W 60° S	W 49° S
Drontheim	W 2 N	W 9 S	W 2 S
Aasnes	W 32 N	W 24 N	E 53 S
Christiania	W 30 N	W 29 N	E 43 S
Thorshavn	W 20 S	W 70 S	W 26 S
Reykjavig	E 50 N	E 60 S	S
Stykkisholm	W 43 N	—	W 76 S
Teigarhorni	W 70 N	—	W 23 S
Upernivik	E 2 S	—	E 46 N

Les coordinées géographiques de ces stations sont les suivantes:

Tableau 152.

	Lat.	Long. E de Gr.
Lödingen (Norvège)	68° 24′	16° 1′
Drontheim »	63 26	10 22
Aasnes »	60 37	11 58
Christiania »	59 55	10 43
Thorshavn (Færöer)	62 2,5	W 6 45
Reykjavig (Islande)	64 9	W 21 55
Stykkisholm »	65 5	W 22 46
Teigarhorni »	64 40	W 14 19
Upernivik (Groenland)	72 47	W 56 7

A **Bossekop** (69° 56′ N. Lat. 23° 8′ Long. E de Gr.), station norvégienne de mesures des hauteurs et des vitesses des nuages en 1896—97, on a trouvé les directions moyennes suivantes à des hauteurs différentes:

Tableau 153.

Hauteurs en mètres	Directions
0—1000	W 23° N
1000—3000	W 12 S
3000—5000	W 12 S
5000—7000	W 12 S
7000—10000	W 9 S
au dessus de 10000	W 13 N

Remarquons que la composante du N, si notable en Danemark et en Suède en hiver, existe aussi à Christiania et à Aasnes, situés à l'est des Alpes scandinaves, et elle est encore visible à Bossekop et à Bergen, mais elle a disparu à Lödingen dans l'île de Hindö, et à Thorshavn dans les Färöer au milieu de l'océan. On la retrouve à Stykkisholm et à Teigarhorni en Islande.

Remarquons aussi qu'en hiver la marche des courants supérieurs est du *nordest* à Reykjavig sur la côte méridionale de l'Islande, station située au bord nord des dépressions qui passent pendant cette saison continuellement au sud de l'Islande. De même le vent supérieur est en hiver de l'*est* à Upernivik au bord nordest de la grande dépression hivernale sur la Baie de Baffin. Cela semble indiquer que sur l'océan entre cette Baie et la côte norvégienne, où les dépressions d'hiver sont fortement développées, elles ont aussi une hauteur assez considérable pour entraîner en général l'air jusqu' à la hauteur des Cirrus dans le mouvement tournant. Avec *Clement Ley* nous avons prouvé que cela a lieu *souvent* mais *pas toujours* en Suède et en Angleterre, tandis que MM. *Vestin, Åkerblom, Teisserenc de Bort* et d'autres ont constaté que les tourbillons sur le continent européen *n'atteignent en général pas cette hauteur* que par leurs bords méridionaux, et sont, comme s'exprime M. *Teisserenc de Bort,* »ouverts vers

le nord», c'est à dire, les isobares, fermés à la surface terrestre, sont à une certaine hauteur ouverts vers le nord et forment ainsi des anses, analogues à ces formes des isobares en anses qui à la surface terrestre sont caractéristiques pour les grains et les orages.

Pendant l'année polaire, août 1882—août 1883, la direction moyenne des nuages supérieurs, Ci et Ci S, a été selon les observations de M. *A. Sobieczky* à **Jan Mayen** (71° N. Lat.) et selon celles de M. *N. Ekholm* à **Cap Thordsen** au Spitzberg (78° 28',5 N. Lat.)

	Octobre—Mars	Avril—Septembre
Jan Mayen	W 23° N	W 38° S
Cap Thordsen	W 55 N	W 7 S

A la station la plus boréale, **Treuremberg Bay** au Spitzberg (79° 57' N. Lat.) M. *J. Westman* a trouvé du juillet 1899—août 1900:

Nuages	Octobre—Mars	Avril—Septembre
Supérieurs	W 2° N	W 75° S
Intermédiaires	W 30 S	W 72 S
Inférieurs	W 6 S	W 48 S

Tomsk et Irkoutsk. M. *Rykatchew* nous a envoyé pour ces deux stations en Sibérie les tableaux suivants, calculés des observations de l'année 1897. (Voir aussi Pl. XL et Pl. XLI.)

Tableau 154.

Tomsk (56° 30' N. Lat., 84° 30' Long. E de Gr.)

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs	Vent
Janvier	W 42° N	W 28° N	W 5° S	W 32° S
Février	W 50 S	W 23 S	W 14 S	W 85 S
Mars	W 34 S	E 24 S (?)	W 48 S	E 52 S
Avril	W 13 N	W 3 S	W 13 S	W 59 S
Mai	W 73 N	W 16 N	W 39 N	W 3 S
Juin	W 37 S	W 8 N	W 22 S	W 49 S
Juillet	W 20 S	W 19 S	W 54 S	E 24 S
Août	W 22 S	W 15 S	W 28 S	W 66 S
Septembre	W 4 S	W 13 S	W 7 S	W 52 S
Octobre	W 2 S	W 9 S	W 21 S	W 59 S
Novembre	E 79 S	W 45 S	W 35 S	W 72 S
Décembre	W 19 S	W 19 N	W 14 S	W 62 S

Tableau 155.

Irkoutsk (52° 16′ N. Lat., 104° 19′ Long. E de Gr.)

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs	Vent
Janvier	W 45° N	W 7° N	W 29° N	W 5° N
Février	W 45 N	W 24 N	W 45 N	E 36 S
Mars	W 45 N	W 32 N	W 28 N	E 78 N
Avril	W 16 N	W 14 N	W 32 N	E 33 S
Mai	W 40 N	W 41 N	W 45 N	W 23 N
Juin	W 11 N	W 27 N	W 33 N	E 80 S
Juillet	W 27 N	W 27 N	W 53 N	W 65 S
Août	W 13 N	W 45 N	W 34 N	W 24 S
Septembre	W 22 N	W 27 N	W 28 N	W 14 N
Octobre	W 27 N	W 34 N	W 39 N	W 34 N
Novembre	W 45 N	W 34 N	W 42 N	W 41 N
Décembre	W 45 N	W 45 N	W 51 N	W 69 N

Ces résultats, calculés d'après les observations d'une seule année, sont par conséquent assez irréguliers, mais ils prouvent pourtant incontestablement que les courants supérieurs au dessus de la Sibérie vont en général et en chaque saison de l'ouest.

De l'extrème orient, de la Chine et du Japon nous avons des séries d'observations excellentes.

Zi-Ka-Wei (31° 11′,5 N. Lat.). Comme nous l'avons dit plus haut, c'était le Directeur de l'observatoire météorologique à Zi-Ka-Wei, M. le P. *Marc Dechevrens,* qui a trouvé le premier que la direction *moyenne* des Cirrus n'a aucune relation avec la distribution *moyenne* de la pression de l'air à la surface terrestre. En effet, malgré la haute pression en hiver et la basse pression en été au dessus de l'Asie orientale, il trouva que les courants supérieurs de l'atmosphère vont en chaque saison constamment de l'ouest.

La classification internationale des nuages, étant employée à cet observatoire depuis 1895, nous avons calculé la marche des nuages à Zi-Ka-Wei pour les années 1895—98. Voici le résultat. (Tabl. 156 et Pl. XLII.)

Tableau 156.

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs	Vent
Janvier	W 3°S	W 1°N	W 82°N	W 79°N
Février	W	W 1 S	W 88 N	E 78 N
Mars	W 2 N	W 5 N	E 64 N	E 37 N
Avril	W	W 2 S	W 88 N	E 15 N
Mai	W	W 6 S	E 10 N	E 33 N
Juin	W 5 N	W 6 S	E 24 S	E 36 S
Juillet	W 43 N	W 10 S	E 80 S	E 52 S
Août	N	W 34 S	E 27 S	E 27 S
Septembre	W 9 N	W 6 S	E 46 N	E 43 N
Octobre	W 5 N	W 8 S	E 56 N	E 59 N
Novembre	W 7 S	W 18 S	E 73 N	W 83 N
Décembre	W	W	W 78 N	W 64 N

Des *Annual Reports of the Central Meteorological Observatory of Japan* nous avons pris les résultats suivants sur le mouvement des nuages supérieurs et la direction du vent à **Hiroshima** (34° 23′ N. Lat.) et à **Hakodate** (41° 46′ N. Lat.) pour les cinq années 1894—1898: (Voir Tabl. 157 et Pl. XLIII et XLIV.)

Tableau 157.

	Hiroshima		Hakodate	
	Cirrus	Vent	Cirrus	Vent
Janvier	W 1°N	E 84°N	W 2°S	W 44°N
Février	W 5 N	E 87 N	W 17 N	W 52 N
Mars	W 2 N	E 86 N	W 17 N	W 43 N
Avril	W 10 N	W 83 N	W	W 32 N
Mai	W 7 S	W 55 N	W 6 N	W 79 S
Juin	W 3 S	W 15 N	W 6 N	E 82 S
Juillet	W 5 S	W 25 S	W 14 N	E 64 S
Août	W 11 S	W 2 S	W 21 N	E 38 S
Septembre	W 11 S	E 74 N	W 6 N	E 74 N
Octobre	W 10 S	E 71 N	W 2 S	W 49 N
Novembre	W 1 N	E 77 N	W 6 N	W 38 N
Décembre	W 7 S	E 88 N	W 14 N	W 36 N

Ainsi dans l'extrême orient la direction des courants supérieurs est *toute l'année de l'ouest.* A Zi-ka-wei c'est la même chose pour les nuages intermédiaires. Les moussons, qui déterminent dans ces régions le climat à la surface terrestre, sont, comme on voit, des courants peu profonds, ne depassant guère 3—4000 m. Cela s'explique, si l'on regarde les cartes des isobares pour 4000 mêtres de hauteur par M. *Teisserenc de Bort* (voir plus haut Pl. XXVI).

De la zone témpérée de l'hemisphère austral nous n'avons que deux séries d'observations et incomplètes. Nous avons calculé d'après les auciennes observations de M. *Neumayer* à **Melbourne** une direction moyenne des Cirrus de l'W 16° N, et 95 observations faites à **Mercedes** (Uruguay) par M. *Tanini* donnent W 9° N.

Il est donc bien constaté que la plus grande masse de l'air au dessus des zones temperées, jusqu'à la hauteur des Cirrus (8—11,000 m.), est douée d'un mouvement général de *l'ouest à l'est.* A l'exception des couches les plus basses, surtout dans les régions des moussons, toute la masse d'air de chaque hémisphère est entrainée dans un grand tourbillon avec le centre près du pôle. Et, comme dans les dépressions ordinaires, *les couches inférieures tourbillonnent vers le centre, tandis que les supérieures s'en éloignent.* Cette composante du nord devient en effet de plus en plus marquée à mesure qu'on s'élève vers la région des Cirrus. Pour les régions plus hautes encore il n'y a plus de nuages. Cependant M. *Teisserenc de Bort* nous a communiqué les résultats suivants concernant les directions de quelques ballons sondes qui ont dépassé de beaucoup la région des Cirrus. .... »Le mouvement de l'air au dessus des Cirrus», dit-il dans une lettre, »est encore plus méridien que celui des Cirrus. En voici des exemples.

9 mars 1901. Vent SW; Cirrus de W 35° S. Ballon parti de Trappes tombe à l'E 20° S. Donc, il a dû nécessairement trouver des vents du NW au dessus des Cirrus.

12 mai 1901. Vents NW et W. Ballon tombé au sud. Donc il a trouvé en haut des vents du nord.

20 juin 1901. Vent ESE; Alto-Cu E 40° N. Ballon tombé à E 80° S. Donc il a dû trouver des vents supérieurs de NW.

28 avril 1900. Vent NE; Cirrus E 60° S. Ballon tombé à N 30° E.

16 juin 1900. Vent W; Cirrus W. Ballon tombé à SE.

Comme vous le voyez dans tous ces exemples les ballons sont tombés à droite de la direction des Cirrus et très à droite de la direction moyenne des couches basses.»

Ainsi en haut, jusqu'aux hauteurs les plus grandes qu'on ait pu atteindre jusqu'ici, l'air est doué d'un mouvement de l'ouest à l'est avec une composante de nord croissant avec la hauteur.

Par conséquent les courants supérieurs du sud indiqués dans les systèmes de *Ferrel* et de *J. Thomson* n'existent pas au dessous de 15 à 18 km, et la *masse* de l'air qui se trouve plus haut est vraiment très petite.(1) *Il faut donc abandonner une fois pour toutes cette idée d'une circulation verticale entre les tropiques et les pôles,* — circulation qui semble du reste impossible pratiquement dans une couche dont l'épaisseur est *très petite* en comparaison avec les distances horizontales. Espérons que dès à présent ces »courants polaires» et »équatoriaux», qui ont fait tant de confusion dans la météorologie dynamique, disparaîtront enfin complètement de la science météorologique, au moins dans le sens dans lequel on les a adoptés jusqu'ici.

Zone subtropicale.

On a admis jusqu'ici que le contre-alizé se prolonge au dessus de la haute pression du tropique pour continuer comme courant »équatorial» vers le pôle, ou le long de la surface terrestre *(Dove, Maury)*, ou comme courant supérieur *(J. Thomson, Ferrel)*. Cependant nous avons à présent constaté: 1° que le contre-alizé, quand il est arrivé au dessus de la limite boréale de l'alizé, ou

(1) M. *Teisserenc de Bort* a trouvé que la décroissance de la température diminue à des hauteurs très grandes, et l'on a expliqué ce phénomène en admettant que les ballons auraient atteint le courant équatorial supérieur. Mais d'un côté les vents là haut ont, comme nous venons de le voir, une composante de *nord* trés grande, et d'un autre cette inversion de la température est différente au dessus des minima et des maxima barométriques. Par conséquent il est probable qu'on a à faire à un phénoméne dynamique.

près de la crête de la haute pression du tropique, comme à Ténériffe, à San Fernando et à Lisbonne, est déjà dévié à droite et devenu un vent d'ouest, et 2° que l'air au dessus de la zone tempérée est entrainé dans un vaste tourbillon, dont le centre se trouve dans les régions polaires où la pression est la plus basse, tournant de l'ouest à l'est, et que dans ce tourbillon l'air des couches inférieures se rapproche du centre et celui des couches supérieures s'en éloigne de la même manière que dans un cyclone ordinaire. Cela étant, nous devons attendre que les courants supérieurs, sortant de ce tourbillon polaire envahissent la pente boréale de la haute pression du tropique, qui serait ainsi alimentée des deux côtés: par le contre-alizé du côté sud et *par un courant de NW du nord.*

C'est précisement ce qui a lieu. D'abord en Europe nous avons des observations de **Perpignan,** de **Pola,** de **Tiflis** (Caucasie) et de **Madrid.** (Tabl. 158, 159 Pl. XLV, XLVI.)

Tableau 158. (1)

Perpignan (42° 41′ N. Lat.)

	N. supérieurs	Intermédiaires	Inférieurs
Janvier	W 34°N	W 37°N	W 52°N
Février	W 39 N	W 33 N	W 36 N
Mars	W 32 N	W 33 N	W 24 N
Avril	W 31 N	W 40 N	W 30 N
Mai	W 28 N	W 28 N	W 18 N
Juin	W 18 N	W 13 N	W 10 N
Juillet	W 17 N	W 22 N	W 27 N
Août	W 23 N	W 14 N	W 18 N
Septembre	W 11 N	W 17 N	W 12 N
Octobre	W 15 N	W 4 N	W 14 N
Novembre	W 34 N	W 29 N	W 26 N
Décembre	W 27 N	W 33 N	W 32 N

(1) **Fines: Bulletin météorologique des Pyrénées Orientales.**

Tableau 159. (1)

	Pola (44° 53′ N. Lat.)	Tiflis (41° 22′ N. Lat.)	Madrid (40° 23′ N. Lat.)
	Cirrus	Cirrus	Cirrus
Janvier	W 77° N	W 50° N	W 46° N
Février	W 25 N	W 70 N	W 22 N
Mars	W 25 N	W 55 N	W 44 N
Avril	W 27 N	W 25 N	W 20 N
Mai	W 12 N	E 80 S (?)	W 6 S
Juin	W 25 N	W 28 N	W 23 S
Juillet	W 12 N	W 65 N	W 32 N
Août	W 20 N	E 35 S (?)	W
Septembre	W 10 N	W 21 S	W 1 N
Octobre	W 8 N	W 22 N	W 37 N
Novembre	W 3 N	W 50 N	W 36 N
Décembre	W 10 N	W 48 N	W 35 N

Selon M. *Dallas* la marche des Cirrus au dessus du Golfe de Perse est en toute saison dirigée du NW. (2)

Pendant »l'année des nuages» on a trouvé les directions moyennes suivantes à des hauteurs différentes au dessus de **Washington** (38° 53′ N. Lat.). (3)

Tableau 160.

	Avril—Septembre	Octobre—Mars
au dessous de 1000 m.	N 42° W	S 71° W
1000— 3000	N 66 W	N 87 W
3000— 5000	N 84 W	S 79 W
5000— 7000	N 89 W	S 80 W
7000—10000	N 80 W	N
au dessus de 10000	N 77 W	N 79 W

(1) Observations en manuscrit de MM. J. Palisa, H. Kiefer et A. Aguilar.

(2) Upper currents of air over the Arabian Sea. — Quart. Journ. of the Roy. Met. Soc. T. XIX, 1893, p. 239.

(3) Frank H. Bigelow: Report on the international Cloud observations, May 1, 1896, to July 1, 1897.

Nous avons vu que les vents supérieurs du NW s'étendent en automne jusqu' à Cuba.

Résumé.

Nous avons prouvé par des *observations directes* les résultats suivants:

1° Au dessus de l'équateur thermique et les »calmes équatoriaux» il existe pendant toute l'année un courant de l'est, qui semble avoir à des grandes hauteurs une vitesse très grande.

2° Au dessus des alizés il règne un contre-alizé, du SW sur l'hemisphère boréal et du NW sur l'hémisphère austral.

3° Ce contre-alizé ne dépasse pas la limite polaire de l'alizé; il est dévié de plus en plus à droite sur l'hémisphère boréal et à gauche sur l'hémisphère austral pour devenir un courant de l'ouest au dessus de la crête du maximum barométrique des tropiques, où il descend pour alimenter l'alizé.

4° Les régions, situées au bord équatorial de l'alizé, entrent avec les saisons tantôt dans l'alizé, tantôt dans les calmes équatoriaux. Au dessus d'elles il y a par conséquent une mousson supérieure: le contre-alizé en hiver et le courant équatorial de l'est en été.

5° Des hautes pressions des tropiques la pression de l'air diminue en moyenne continuellement vers les pôles, au moins au delà des cercles polaires. Aussi l'air des zones tempérées est-il entraîné dans un vaste »tourbillon polaire», tournant de l'ouest vers l'est. Ce mouvement tournant semble être de la même nature que celle d'un cyclone ordinaire: l'air des couches inférieures s'approche du centre et celui des couches supérieures s'en éloigne de plus en plus avec la hauteur au-dessus de la surface terrestre jusqu'aux régions les plus hautes dont nous avons des observations.

6° Les nappes d'air supérieures des zones tempérées s'étendent au dessus des hautes pressions des tropiques pour y descendre.

7° Les irrégularités qu'on trouve à la surface terrestre, surtout dans les régions des moussons en Asie, disparaissent en général déjà à la hauteur des nuages inférieurs ou intermédiaires.

8° Il faut abandonner complètement cette idée d'une circulation verticale entre les tropiques et les pôles, admise jusqu'à présent selon Ferrel et J. Thomson.

Nous ne discuterons pas ici des causes de cette circulation générale de l'atmosphère, beaucoup plus simple que celles admises jusqu'à présent et exposées plus haut. Remarquons seulement que M. *Dunér* a démontré (1) par ses recherches spectroscopiques qu'il existe une circulation *tout à fait analogue au soleil, seulement les courants y sont les contraires.* En effet, il a prouvé que les rotations des différentes parallèles du soleil sont différentes, la vitesse de rotation étant la plus grande à l'équateur et diminuant vers les pôles. Cela prouve qu'il y a un courant de l'ouest à l'est au dessus de l'équateur et des tourbillons polaires, tournant de l'est à l'ouest.

Les résultats auxquels nous sommes arrivés ont été trouvés *directement des observations,* et nous nous sommes complètement abstenus d'hypothèses ou de théories quelconques.

Remarquons enfin que *la direction des courants supérieurs semble coïncider à peu près avec la trajectoire moyenne des centres de dépressions barométriques.* Il est donc probable que *les dépressions barométriques, au moins une grande partie d'elles, naissent comme des satellites dans les grands courants atmosphériques.* En effet, il suffit qu'une partie d'un courant quelconque ait une vitesse plus grande que les masses situées en avant pour que l'excès d'énergie de cette partie se transforme en mouvements tournants, comme si cette partie aurait rencontré une paroi. On a aussi observé que la vitesse des courants supérieurs est souvent plus grande en arrière qu'en avant d'une dépression. Nous reviendrons plus tard à ces questions importantes.

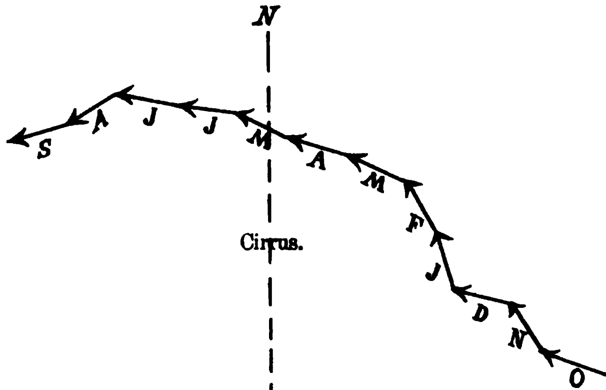
(1) N. C. Dunér: Recherches sur la rotation du soleil. Acta Soc. Reg. Sc. Upsal. 1891.

IMPRIMERIE WRETMAN, UPPSALA 1903.

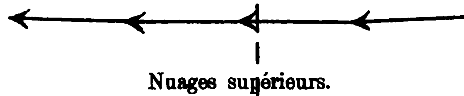
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

au

a. Square N:o 3. Océan Atlantique { 0°—10° Lat. N. / 20°—30° Long. W. Gr.

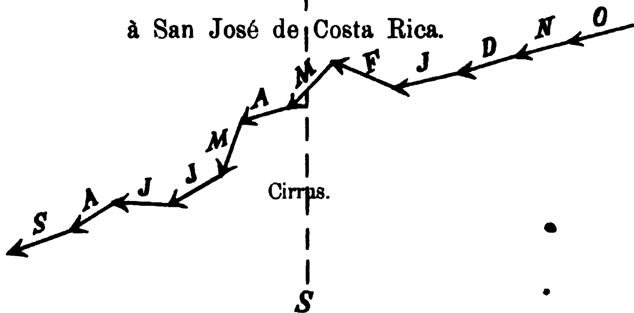


b. à Paramaribo.





c. aux Antilles.

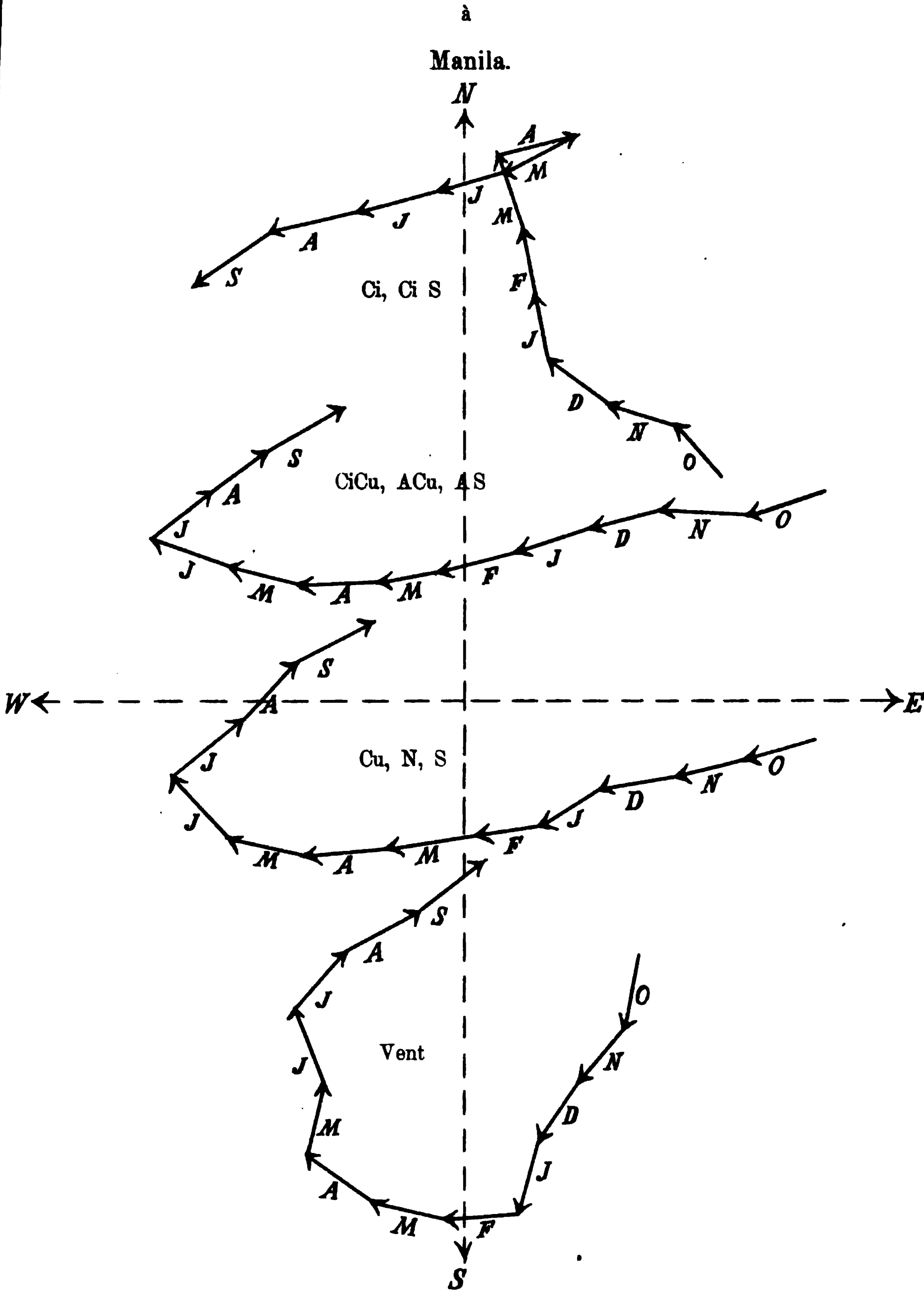


d. à San José de Costa Rica.

MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

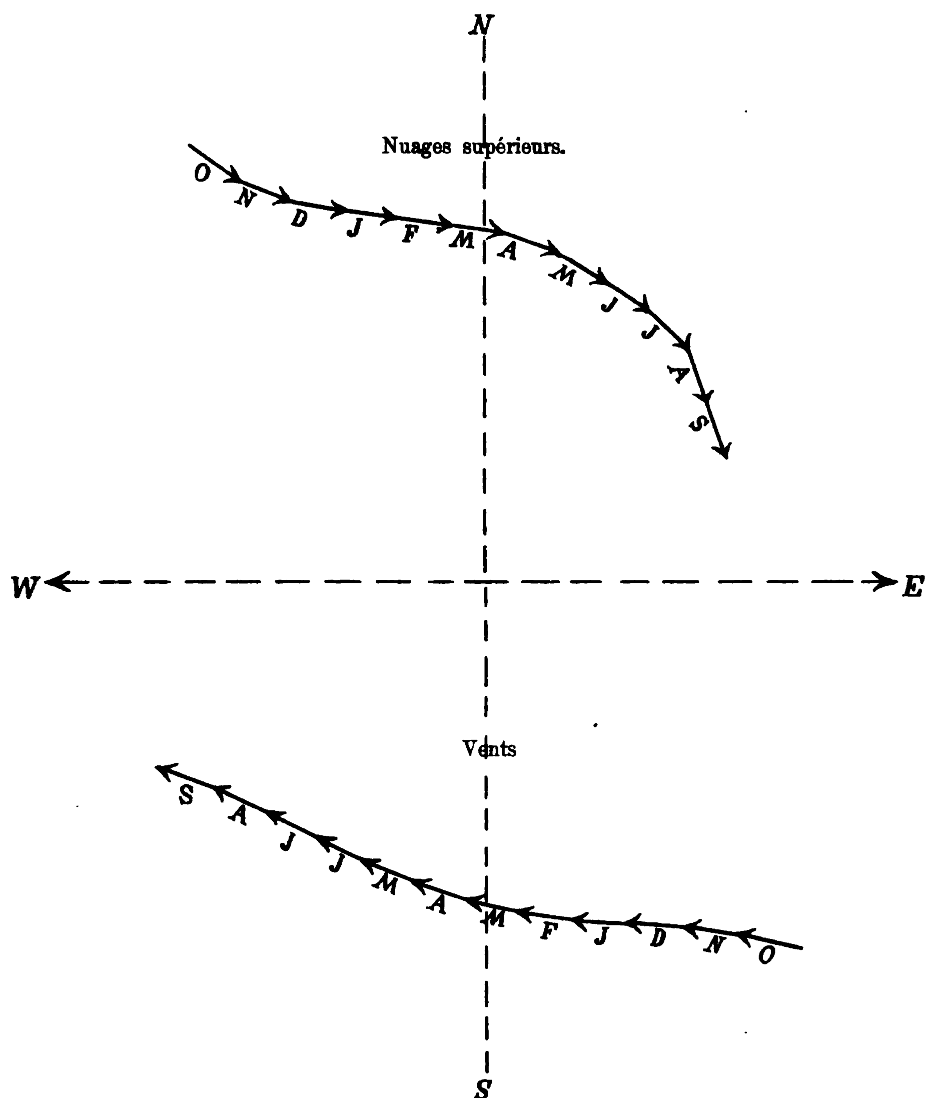
Manila.



MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

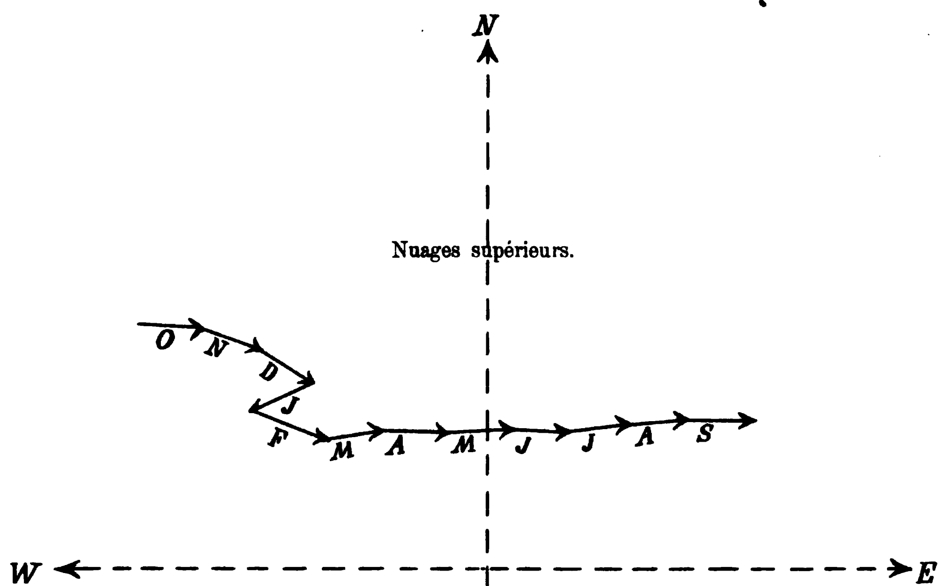
Maurice 1877—1897.



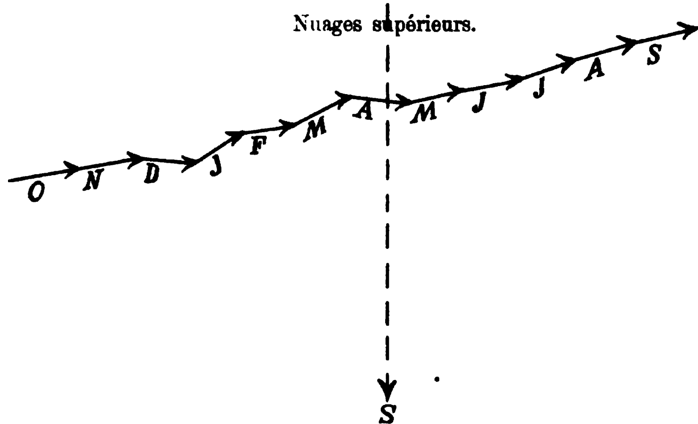
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

a. San Fernando 1876—1885.



b. Lisbonne 1875—1882.



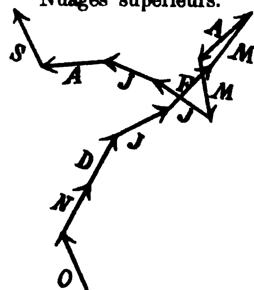
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

au

a. Square N:o 39.

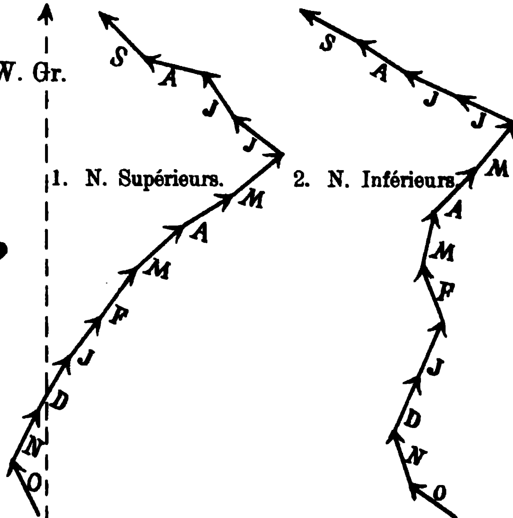
Océan Atlantique { 10°—20° Lat. N.
20°—30° Long. W. Gr.

Nuages supérieurs.

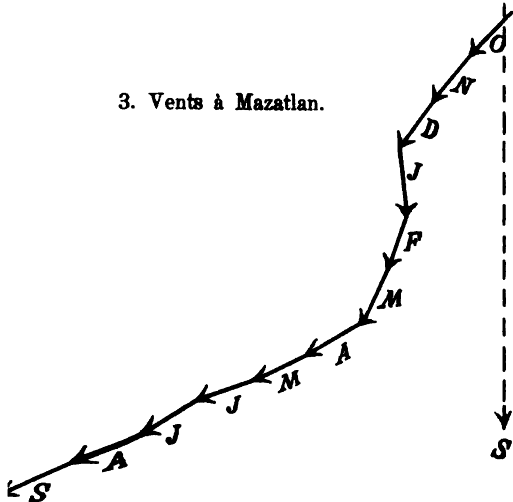


N

b. Mexique (1881—83).



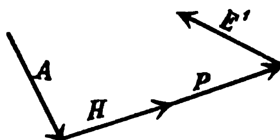
W E

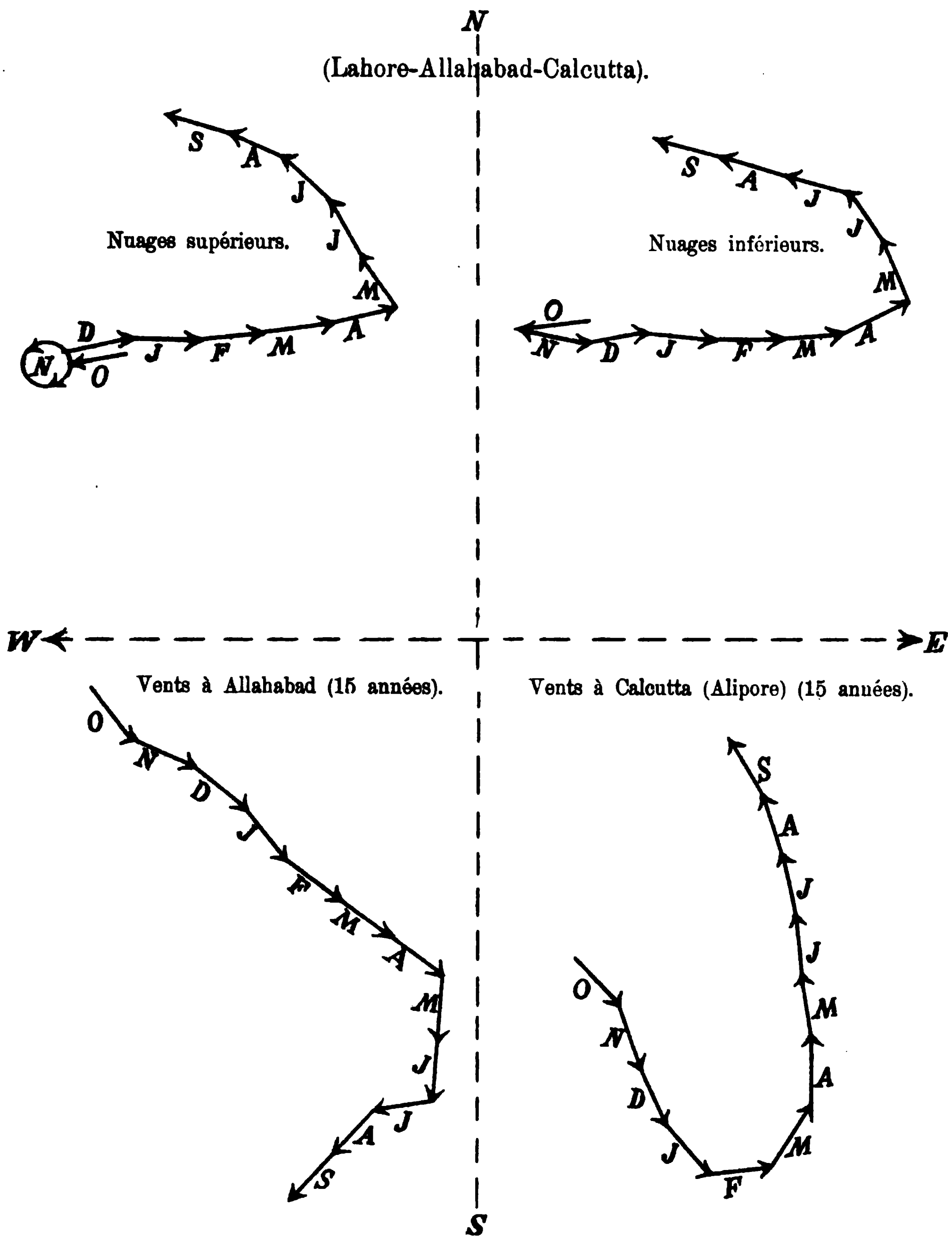


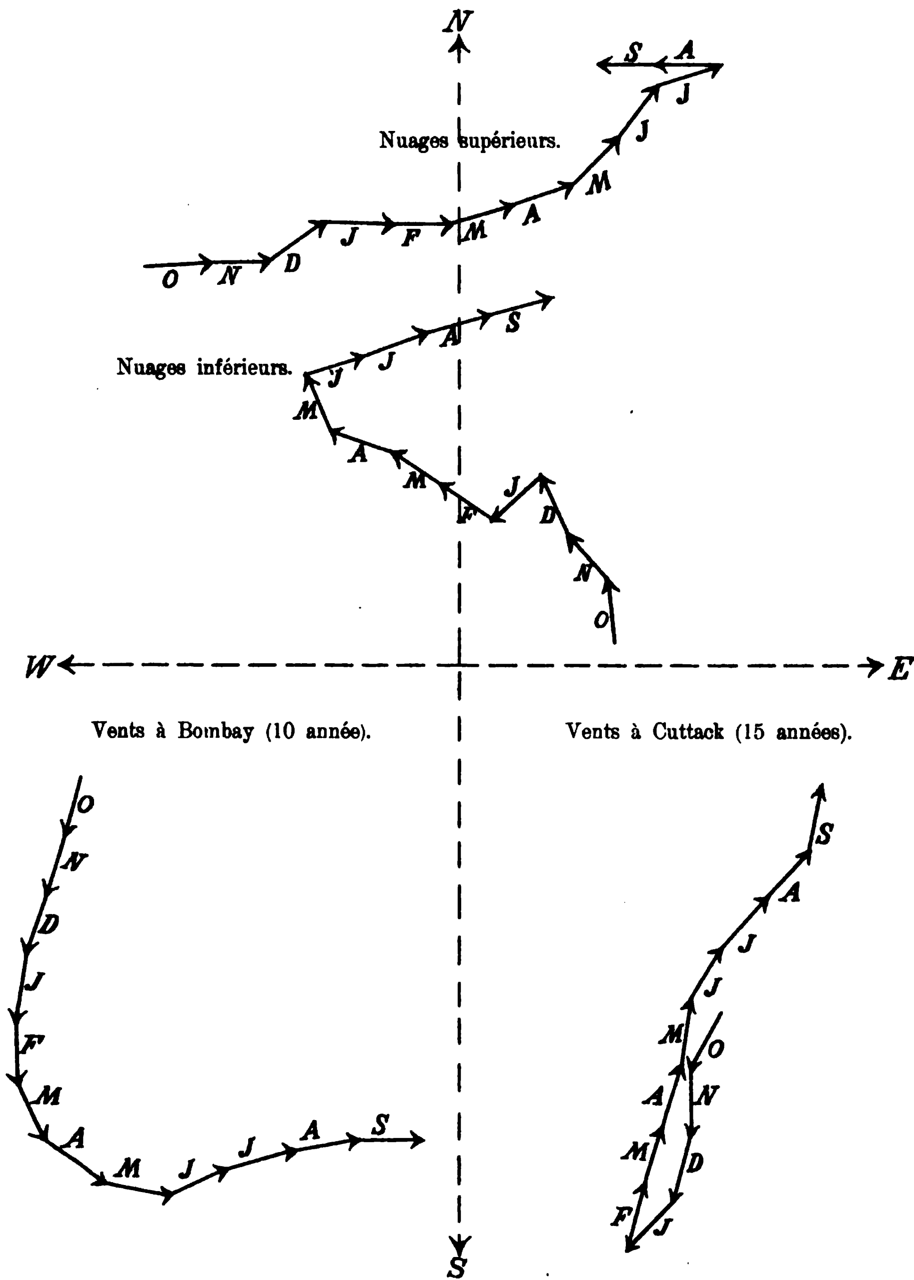
S

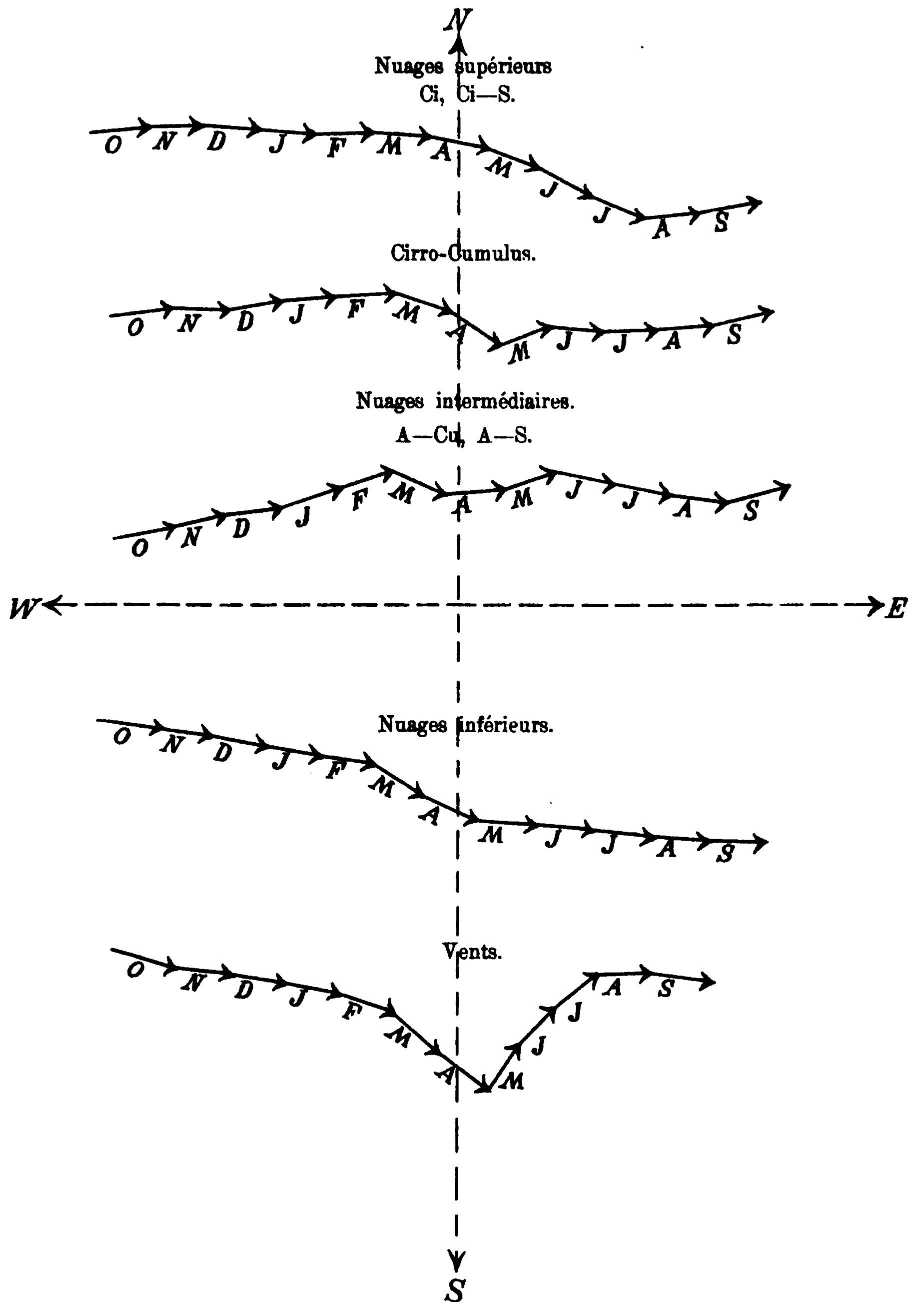
c. La Havane (Cuba).

Nuages supérieurs.




MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
L'Inde Boréale.
(Lahore-Allahabad-Calcutta).
N
S
W
E
Nuages supérieurs.
Nuages inférieurs.
Vents à Allahabad (15 années).
Vents à Calcutta (Alipore) (15 années).
S A J J M A M F J D N O
S A J J M A M F J D N O
O N D J F M A M J J A S
O N D J F M A M J J A S

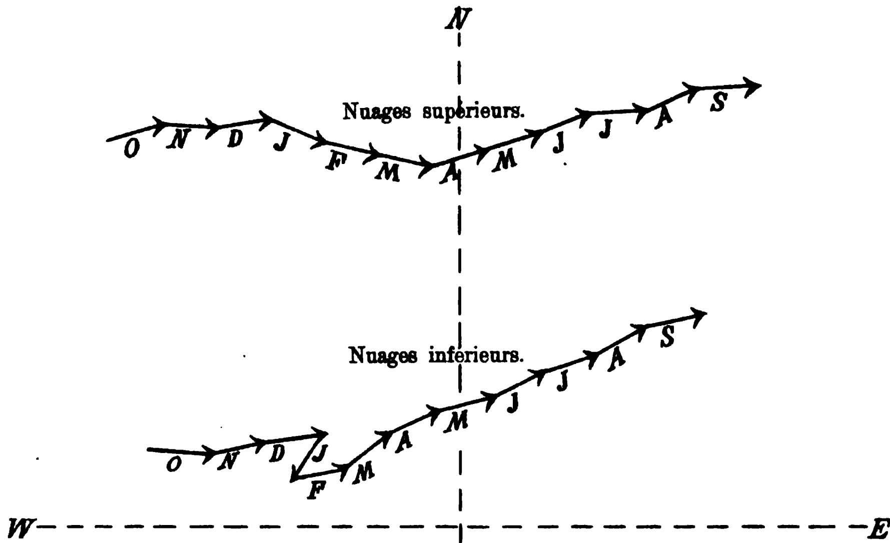

MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
L'Inde Centrale.
(Kurrachee—Bombay—Cuttack).
N
S
W
E
Nuages supérieurs.
O N D J F M A M J J A S
Nuages inférieurs.
O N D J F M A M J J A S
Vents à Bombay (10 année).
O N D J F M A M J J A S
Vents à Cuttack (15 années).
F M A M J J A S O N D J


MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
Blue Hill.
N
Nuages supérieurs
Ci, Ci—S.
O N D J F M A M J J A S
Cirro-Cumulus.
O N D J F M A M J J A S
Nuages intermédiaires.
A—Cu, A—S.
O N D J F M A M J J A S
W
E
Nuages inférieurs.
O N D J F M A M J J A S
Vents.
O N D J F M A M J J A S
S

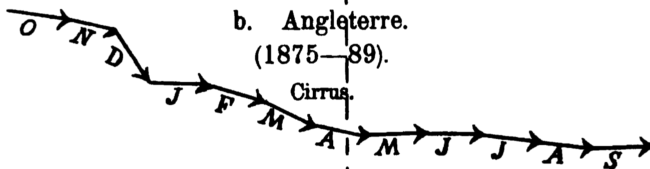
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

a. Paris (Parc Saint Maur).
(1876—80).

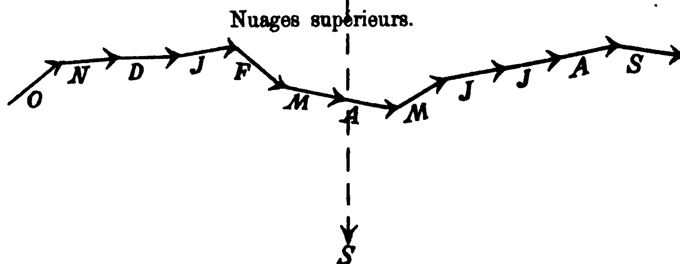


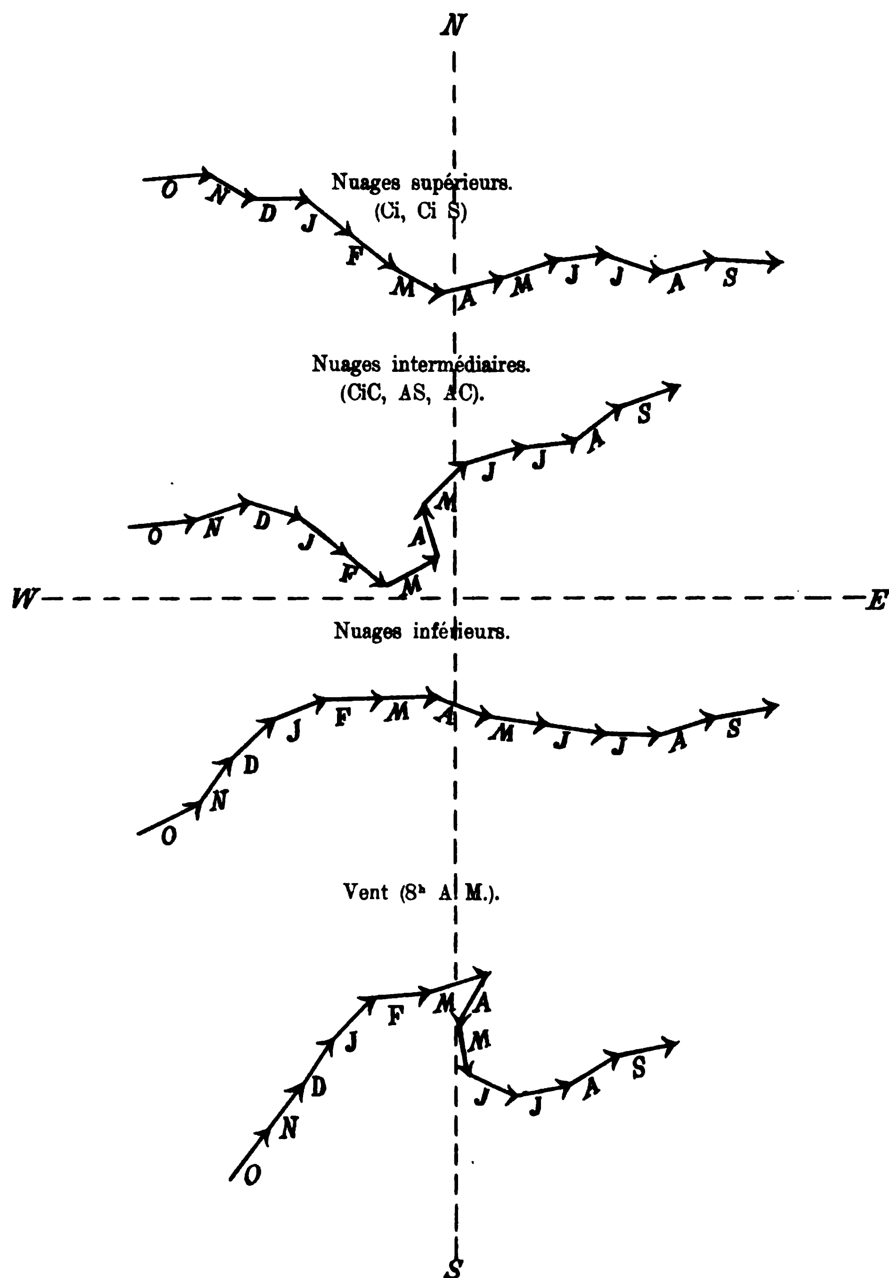
en

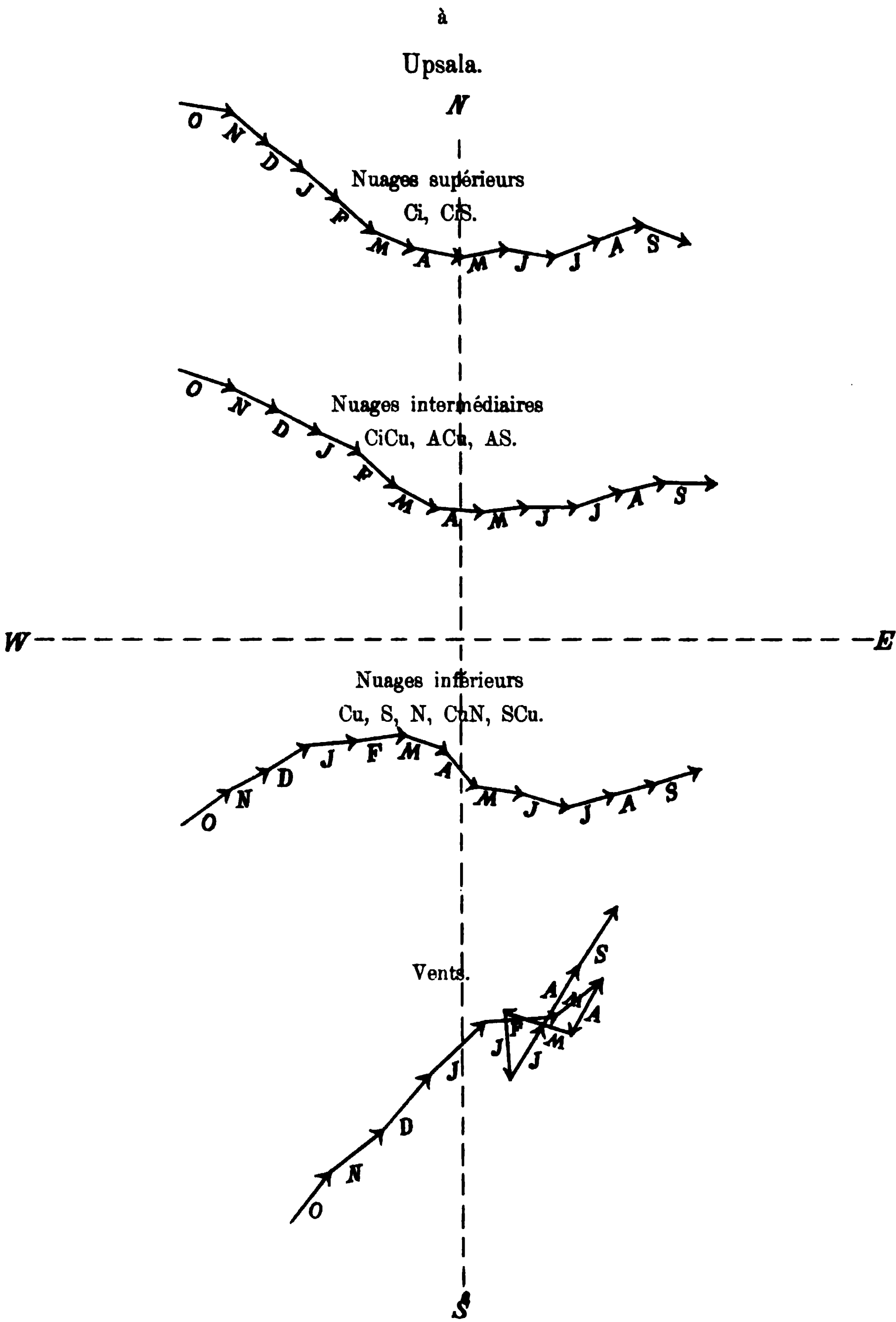


en

c. Allemagne.
(5 années).




MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
Aarhus et Hinnerup (Danemark).
(1886—Juillet 1900).
N
Nuages supérieurs.
(Ci, Ci S)
O N D J F M A M J J A S
Nuages intermédiaires.
(CiC, AS, AC).
O N D J F M A M J J A S
W
E
Nuages inférieurs.
O N D J F M A M J J A S
Vent (8h A M.).
O N D J F M A M J J A S
S


MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
Upsala.
N
Nuages supérieurs
Ci, CiS.
O N D J F M A M J J A S
Nuages intermédiaires
CiCu, ACu, AS.
O N D J F M A M J J A S
W
E
Nuages inférieurs
Cu, S, N, CuN, SCu.
O N D J F M A M J J A S
Vents.
O N D J F M A M J J A S
S

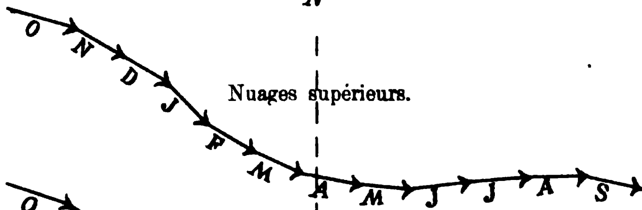
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

a. Nora (Suède)
1876—1898.

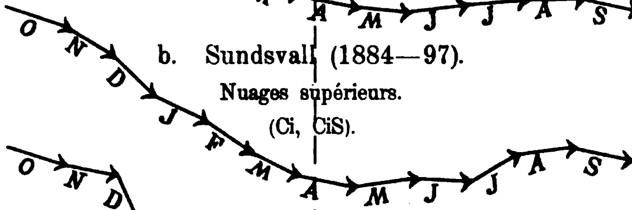
N

Nuages supérieurs.

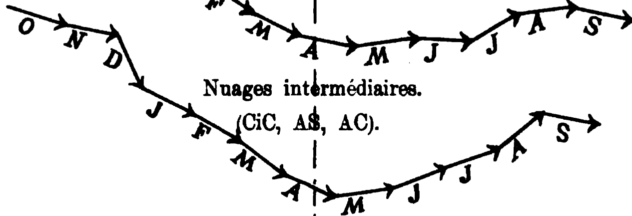


b. Sundsvall (1884—97).

Nuages supérieurs.
(Ci, CiS).

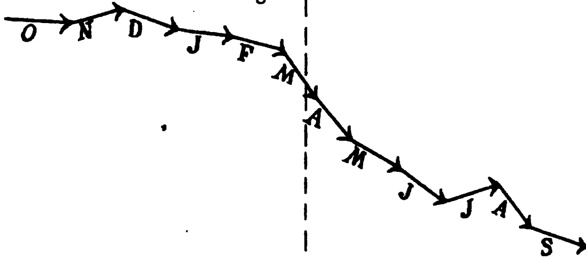


Nuages intermédiaires.
(CiC, AS, AC).



W — — — — — — — — — — — — — — — — E

Nuages inférieurs.



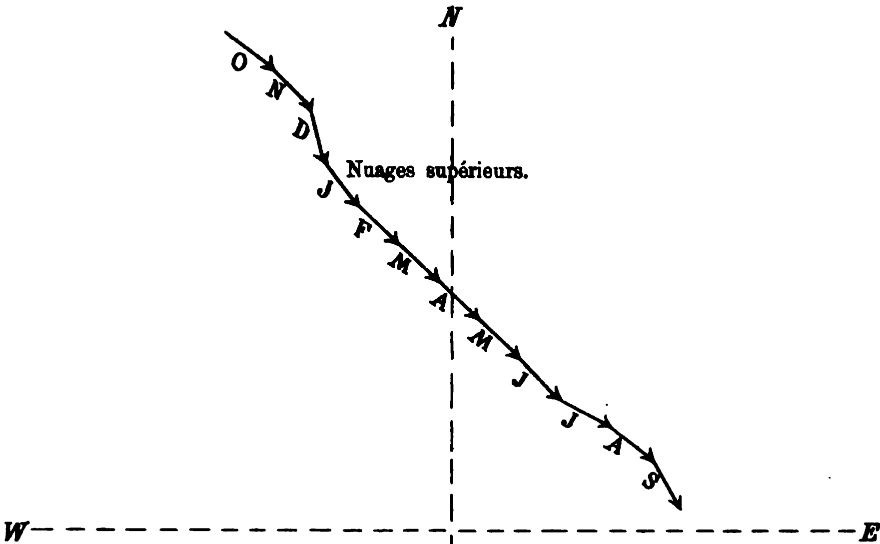
S

MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

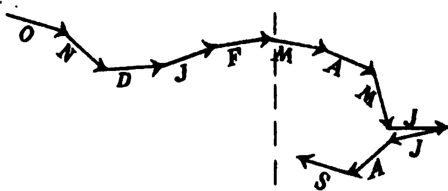
en

a. Laponie Suédoise boréale

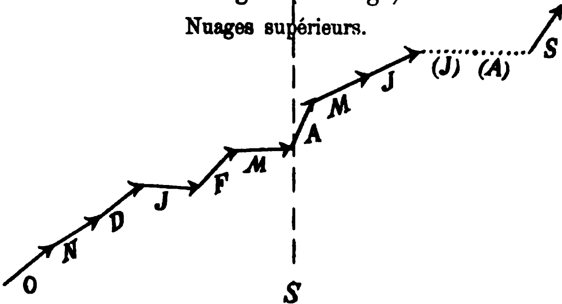
(1874—82).

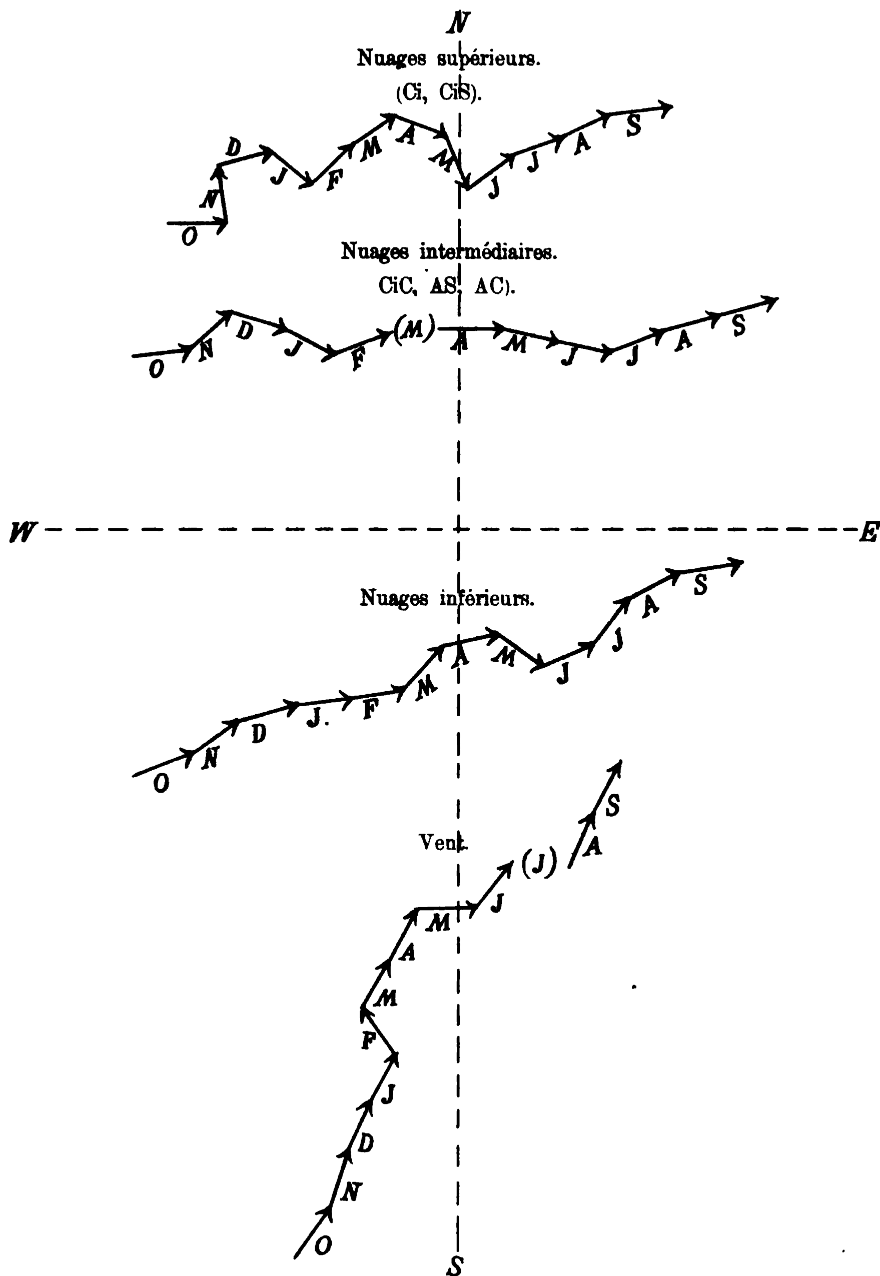


Vent à Jockmock.



b. Bergen (Norvège).

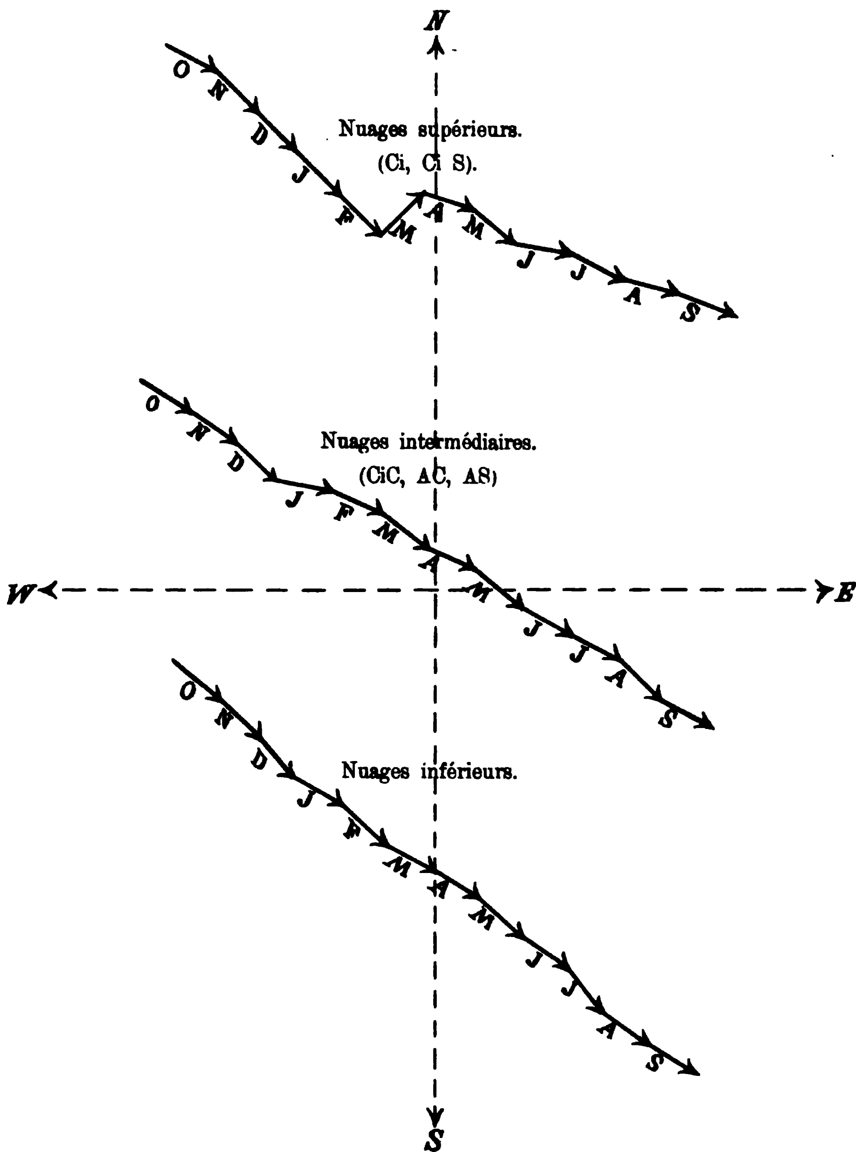


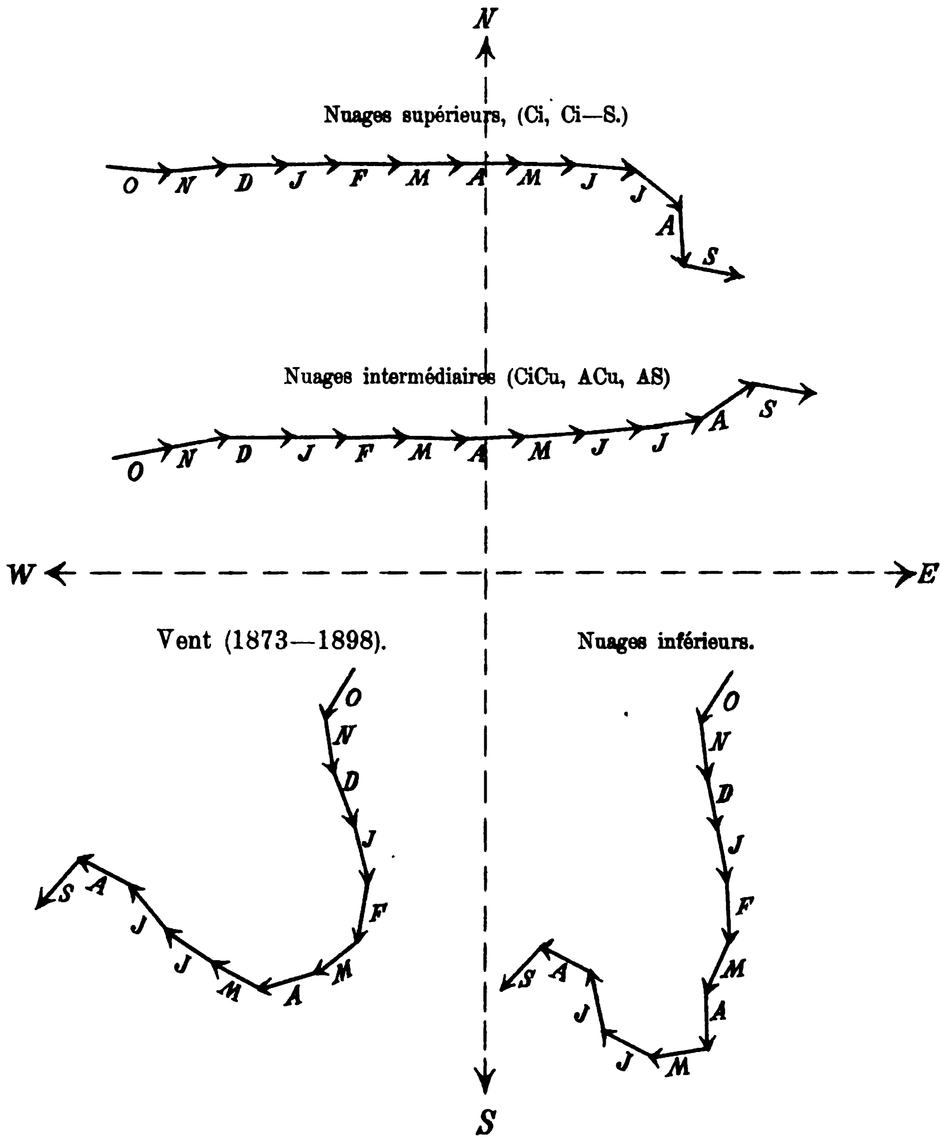

MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
Tomsk.
N
Nuages supérieurs.
(Ci, CiS).
O N D J F M A M J J A S
Nuages intermédiaires.
CiC, AS, AC).
O N D J F (M) A M J J A S
W
E
Nuages inférieurs.
O N D J. F M A M J J A S
Vent.
O N D J F M A M J (J) A S
S

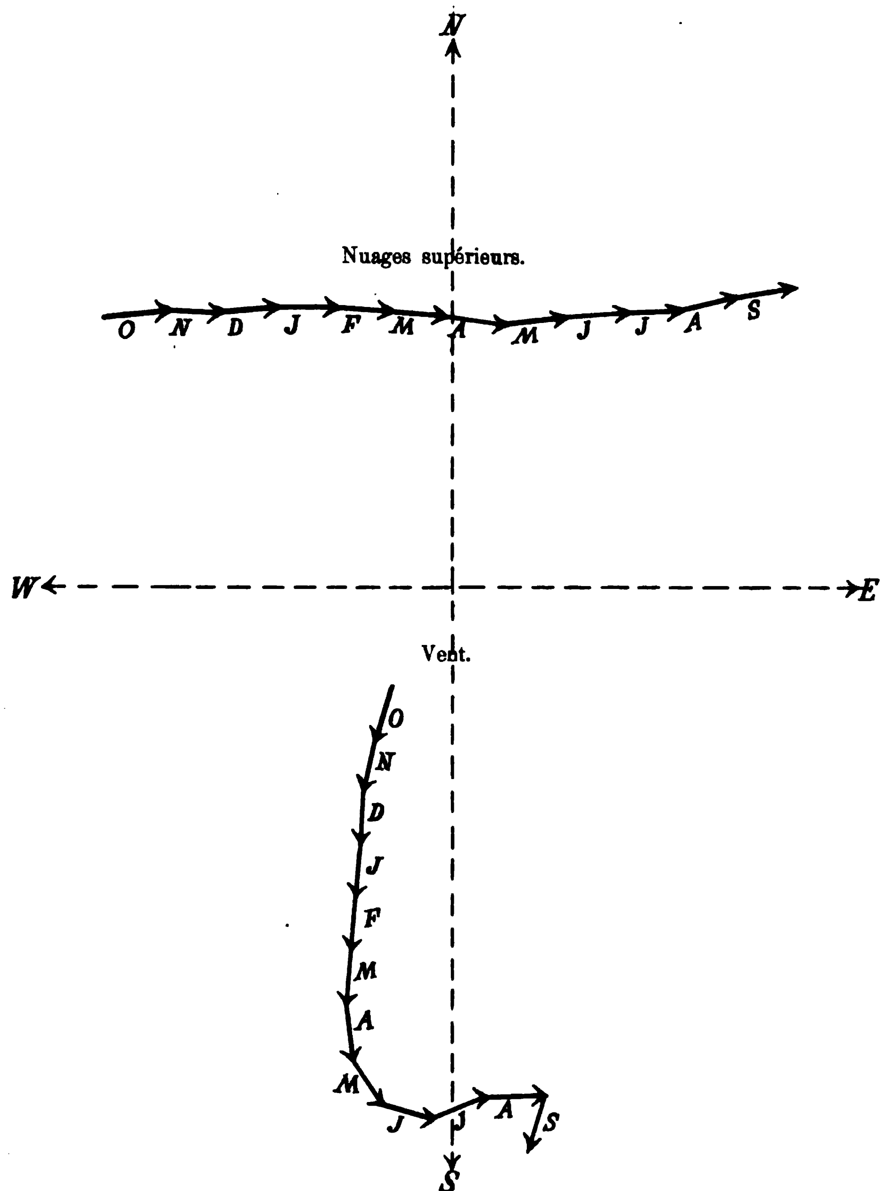
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

Irkoutsk.



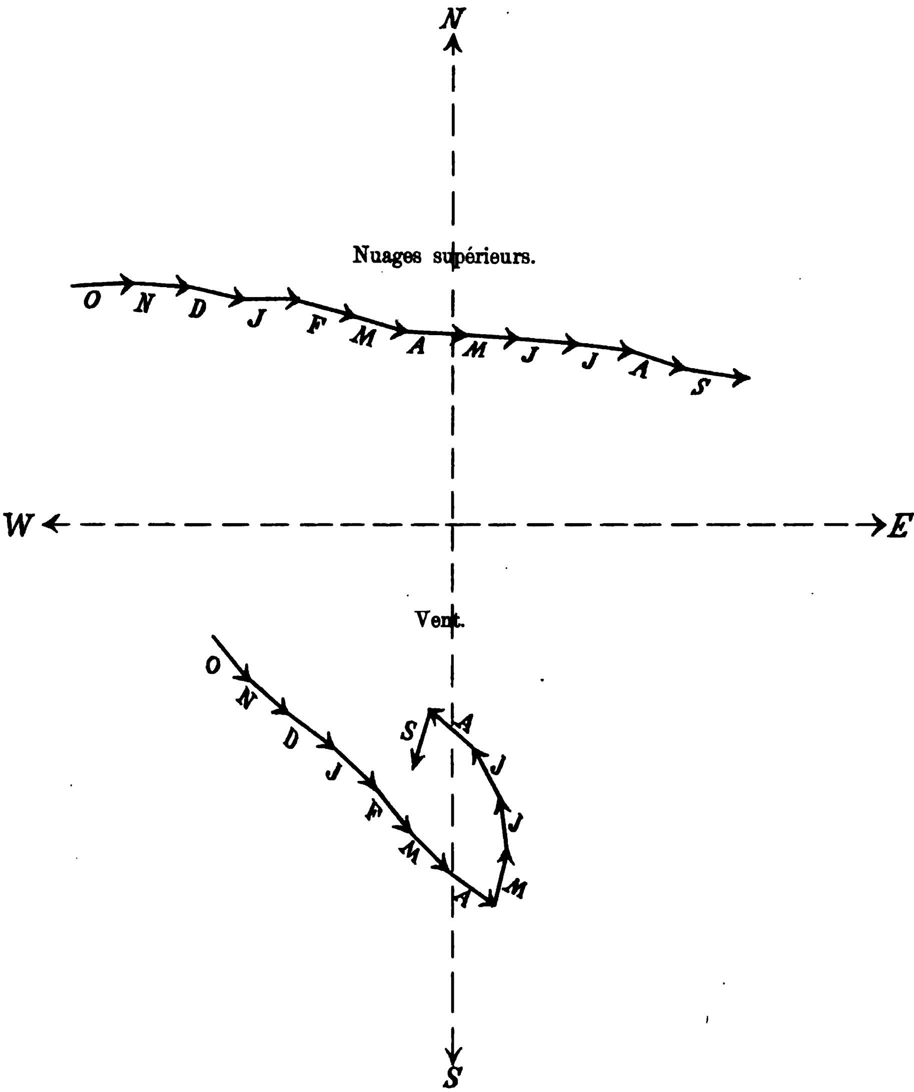

MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
Zi-ka-wei 1895—1898
N
Nuages supérieurs, (Ci, Ci—S.)
O N D J F M A M J J A S
Nuages intermédiaires (CiCu, ACu, AS)
O N D J F M A M J J A S
W
E
Vent (1873—1898).
O N D J F M A M J J A S
Nuages inférieurs.
O N D J F M A M J J A S
S


MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE
à
Hiroshima (Japon) 1894—1898.
N
Nuages supérieurs.
O N D J F M A M J J A S
W
E
Vent.
O N D J F M A M J J A S
S

MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

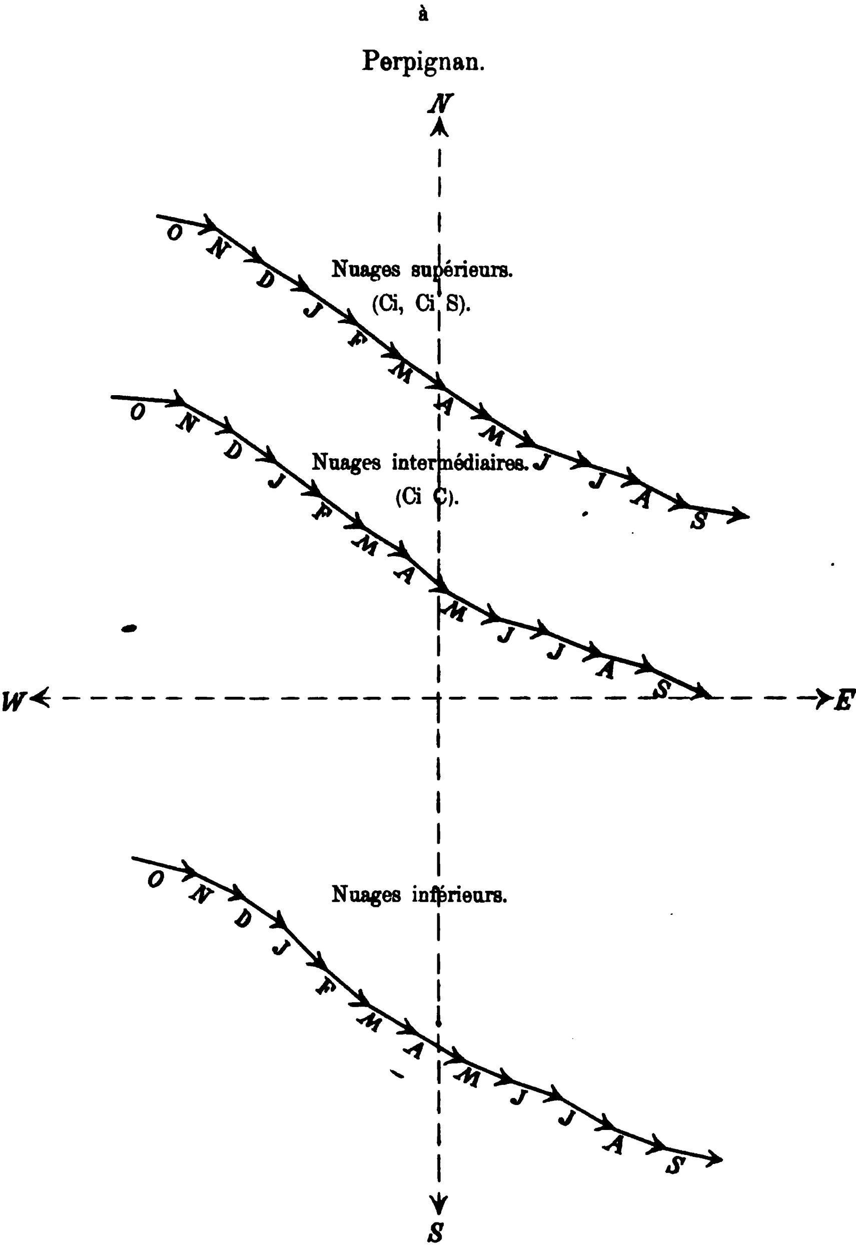
Hakodate (Japon).



MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

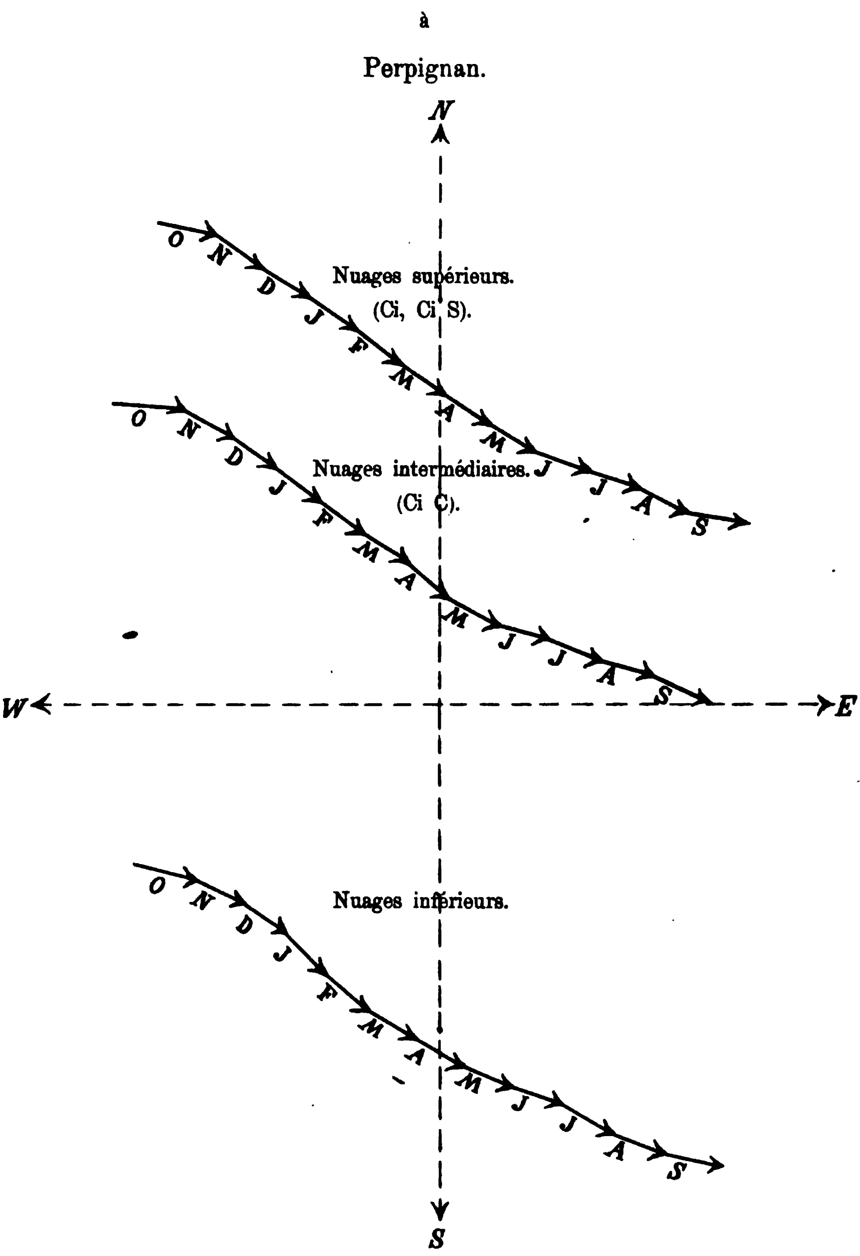
Perpignan.



MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

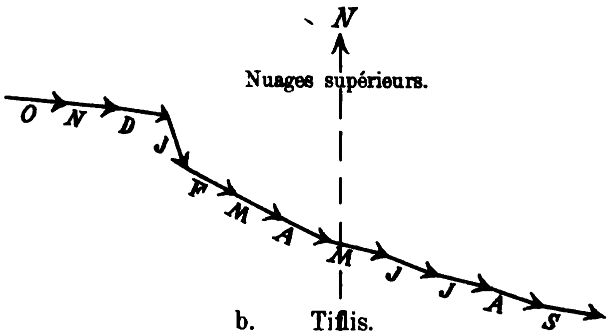
Perpignan.



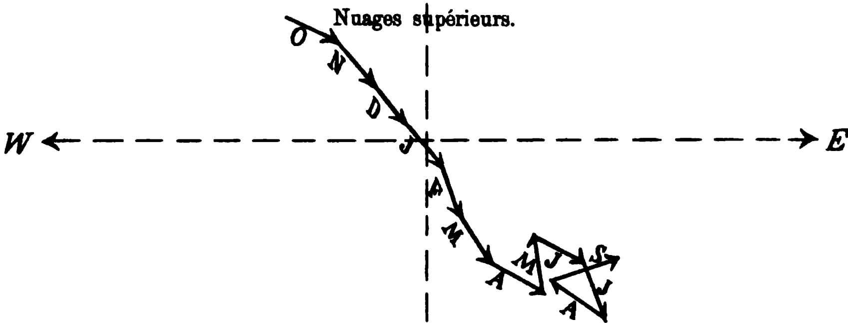
MOUVEMENTS GÉNÉRAUX MENSUELS DE L'ATMOSPHÈRE

à

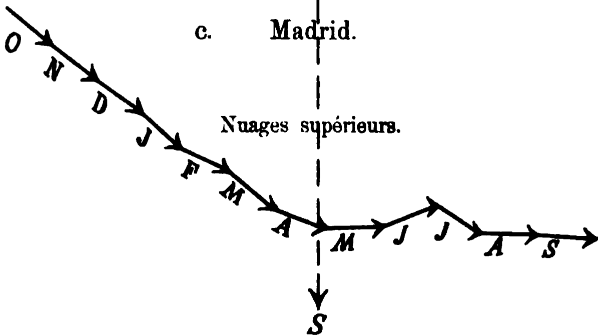
a. Pola (Autriche).



b. Tiflis.



c. Madrid.



LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le D[r] H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

7me LIVRAISON

PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1904

Imp. Wretman, Upsala 1904

CHAPITRE V.

Orages et Grains.

Introduction, Organisation des observations des orages. — En traitant des orages du point de vue de la météorologie dynamique nous n'avons pas à nous occuper des phénomènes électriques, électricité de l'air, formation et différentes formes des éclairs, etc. Nous devons considérer les orages dans leurs rapports aux mouvements généraux de l'atmosphère. Ces rapports ne sont connus que depuis 50 années à peine. Il est vrai que *Tessier* en 1788 avait décrit, dans les comptes rendus de l'Academie des Science à Paris, une grêle désastreuse, qu'il avait suivie depuis le golfe de Gascogne jusqu'en Hollande, et il avait montré qu'elle s'était propagée sans interruption sur un espace de plus de 300 lieus. *Lecoq* a fait aussi une enquête analogue sur une grêle qui ravagea la France le 28 juillet 1835. Mais en général les savants partagaient l'opinion du public que les orages sont des phénomènes locaux se produisant sous l'influence des conditions locales au dessus de régions déterminées, nommées par *Ch. Ritter* dans ses études sur les orages dans la Côte-d'Or, *volcans météoriques* et d'où ils rayonnent emportées par le vent. Les mêmes idées ont guidé les recherches faites par *Bazin*, *Ogérien* et *Fournet* en France, *d'Abbadie* en Éthiopie et *Martin de Moussy* à Montevideo à des dates diverses entre 1840 et 1860. Déja à cette époque, plusieurs, météorologistes francais, *Ch. Sainte-Claire Deville, Belgrand, Renou* et *Élie de Beaumont* trouvaient trop restreintes ces conclusions. Mais c'est par *Le Verrier* que l'étude des orages fut lancée dans une voie nouvelle qui conduisit immédiatement à des découvertes généralement inattendues.

Marié-Davy, alors chef de la division météorologique de l'Observatoire de Paris, vit, en s'occupant des cartes synoptiques journalières, que l'apparition des orages coïncide toujours avec la présence des dépressions barométriques, désignées par lui sous le nom de bourrasques, et énonça en 1864 cette loi générale, *que*

les orages sont dans une dépendance immédiate des mouvements tournants. (1) Aussitôt *Le Verrier* adressait au milieu de l'année 1864 une lettre aux Présidents des Conseils généraux de France dans laquelle il développe tout son plan d'un service spécial pour l'étude des orages, — lettre que nous avons reproduit plus haut. (2) Ces considérations furent aussi développées par *Le Verrier* dans une lettre adressée à *Duruy*, ministre de l'instruction publique, et insérée dans le Bulletin de l'Observatoire du 29 juillet 1864. Cette lettre devint l'occasion d'une circulaire adressée en date du 25 février 1865 par le ministre aux prefets, et fut le point de départ de l'organisation du nouveau service.

Comme il importait de ne pas imposer à des observateurs bénévoles un formulaire trop compliqué, on se bornait à réclamer: 1° l'heure où l'orage éclate, celle où il finit; 2° le point de l'horizon d'oú l'orage est venu, la direction dans laquelle il marche et disparaît; 3° la vitesse des nuages, les directions dans lesquelles ils voyagent, la force et la direction du vent à la surface du sol; 4° l'intensité des éclairs et du tonnerre; 5° les chutes de pluie et de grêle, les trombes quand elles se forment, l'heure oú apparaissent ces divers phénomènes et leur durée; 6° l'état des récoltes avant et après l'orage, la gravité des dégâts de toute nature.

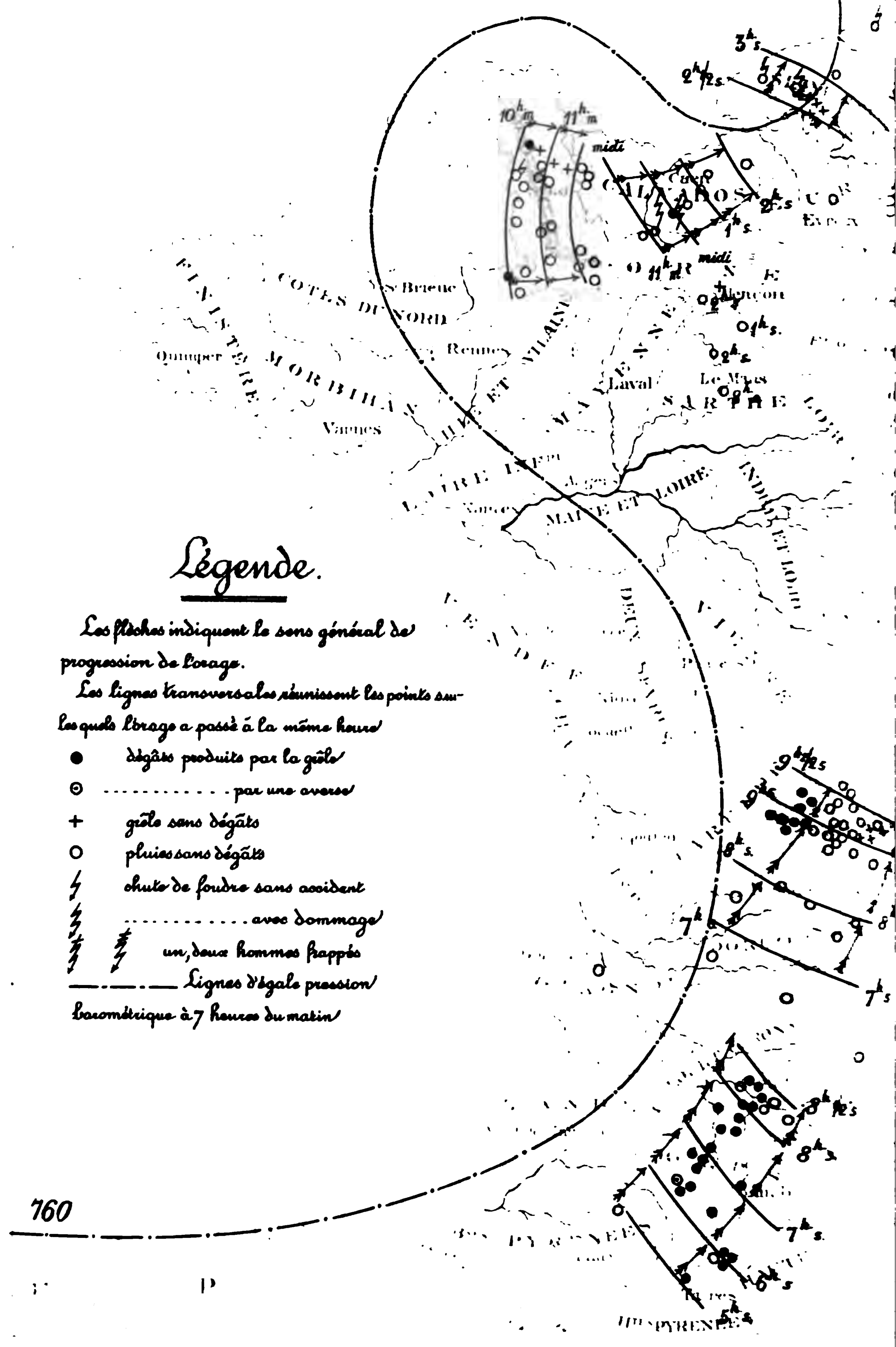
Les préfets organisérent rapidement le réseau cantonal des observateurs. Des commissions centrales siégeant au chef-lieu du département furent chargées de discuter les documents receuillis dans leur circonscription, de les pointer sur une carte départementale spéciale à chaque orage, de les discuter et de provoquer les mesures nécessaires pour que les informations soient complètes.

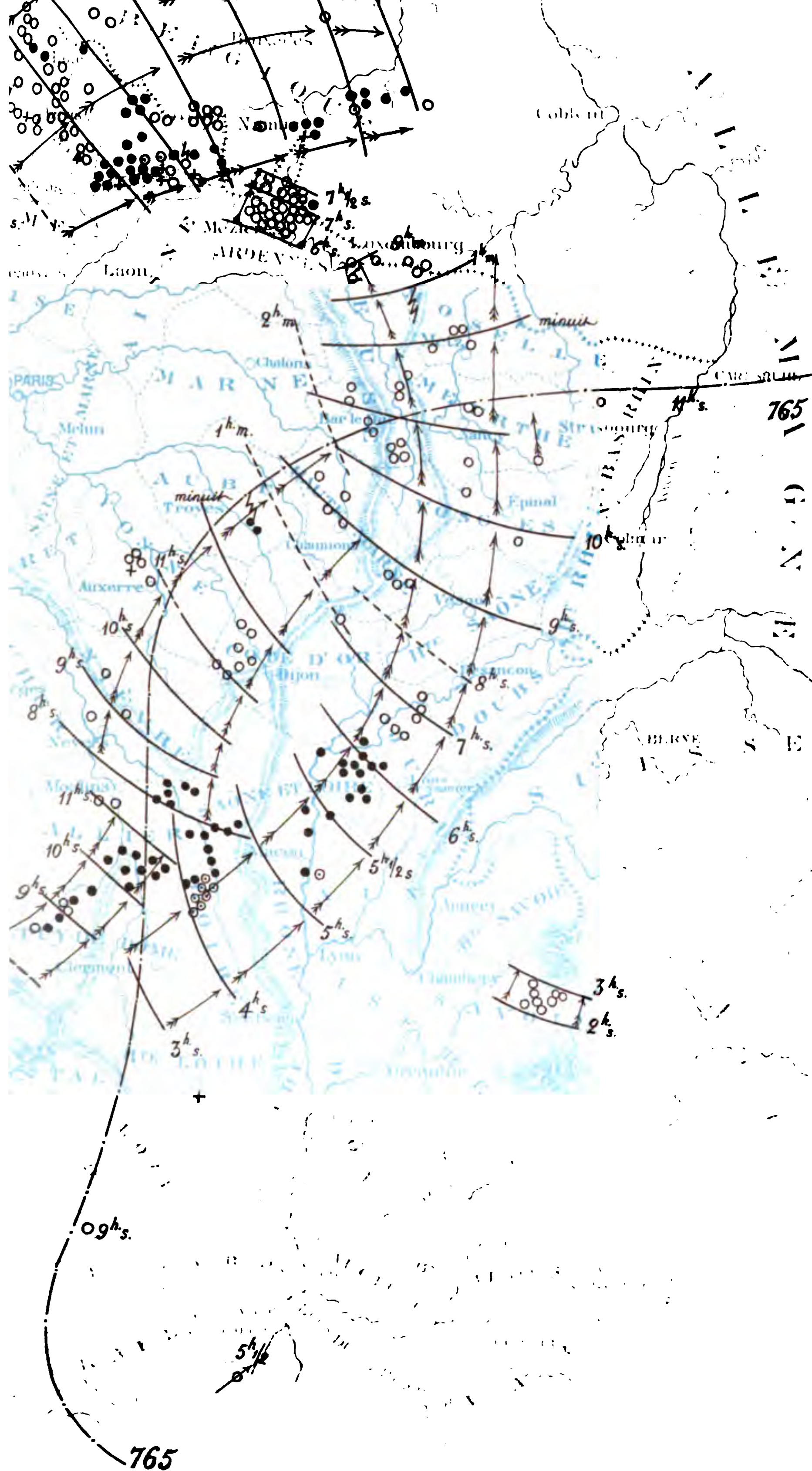
Dés le mois du mai 1865, des documents affluèrent à l'Observatoire, où l'on se mettait en mesure d'en effectuer la discussion. Ce rude travail fut confié à M. *É. Fron,* qui l'a continué jusqu'à présent, c'est à dire pendant bientôt 40 années. Après avoir discuté tous les documents, il réunit sur une même carte de France tous les orages qui ont éclaté le même jour.

Les cartes d'ensemble pour la France, dont *l'Atlas des Orages* de 1865 renferme 44, ont été établies à l'aide des cartes particulières tracés dans chaque département. Ces cartes font connaître,

(1) H. Marié-Davy: Météorologie. Paris 1866. p. 374.
(2) T. I. p. 73—75.




760
Légende.
Les flèches indiquent le sens général de progression de l'orage.
Les lignes transversales réunissent les points sur lesquels l'orage a passé à la même heure
dégâts produits par la grêle
.... par une averse
grêle sans dégâts
pluies sans dégâts
chute de foudre sans accident
.... avec dommage
un, deux hommes frappés
Lignes d'égale pression barométrique à 7 heures du matin
760
midi
Caen
Evreux
Alençon
Laval
Le Mans
Rennes
St Brieuc
COTES DU NORD
Quimper
MORBIHAN
Vannes
SARTHE
MAINE ET LOIRE



Luxembourg
Laon
ARDENNES
Chalons
PARIS
MARNE
Melun
Troyes
Auxerre
Chaumont
Dijon
Epinal
Besançon
Lyon
Clermont
Nevers
BERNE
minuit
2h m.
1h m.
765
11h s.
10h s.
9h s.
8h s.
7h s.
6h s.
5h s.
4h s.
3h s.
2h s.

à l'aide de signes conventionels, les localités frappées par l'orage. Ces signes sont insérés sous la rubrique »Légende» sur la première carte de cet atlas en date du 7 mai 1865 que nous avons reproduisi ici. (Pl. 47. hors texte). En prenant dans chaque station la moyenne de l'heure du commencement et de celle de la fin des orages, et en transportant ces chiffres à leurs places respectives sur une carte, il fut facile de tracer des lignes à moments égaux, »*Lignes isochrones*», et par là d'avoir une représentation graphique du mouvement succesif de l'orage.

On trouva immédiatement que les orages ne sont pas en général des phénomènes localisés. (1) Ils viennent de l'Océan et traversent la France, envahissant une plus ou móins grande largeur de son sol. Les cartes montrent que, si les accidents du sol, les chaînes de montagnes, les vallées, les forêts exercent une action sur les nuages inférieurs, leur influence est le plus souvent peu considérable sur l'ensemble du phénomêne, qui se propage dans les régions supérieures, avec sa vitesse propre et indépendante des saillies du sol. Toutefois, lorsque celles ci sont considérables, comme les Alpes, les Pyrénées, le Plateau Central, et que la masse orageuse ne se trouve pas située à une hauteur trop grande, l'influence du relief commence à se faire sentir et l'on voit les mouvements orageux déviés de leur direction primitive.

M. *A. Poincaré,* ingénieur, à étudié dans la Meuse avec beaucoup de soin, les effets des reliefs du sol sur les orages, (2) et à montré en 1866 et 67 que les cols jouent un rôle trés important; ils déterminent la formation des filets orageux qui suivent les vallées; le long de ces filets suivi par les nuages se montrent les manifestations électriques les plus intenses à l'ascension des versants et qui s'affaiblissent à la descente; là où les filets suivant deux vallées se rencontrent à angle droit, il y a chute de grêle, quant aux chutes de foudre elles ont lieu surtout aux bifurcations des filets dans différentes directions.

(1) Voir pour ces traveaux français fondamentaux: L'Introduction de l'Atlas des Orages de l'année 1865;

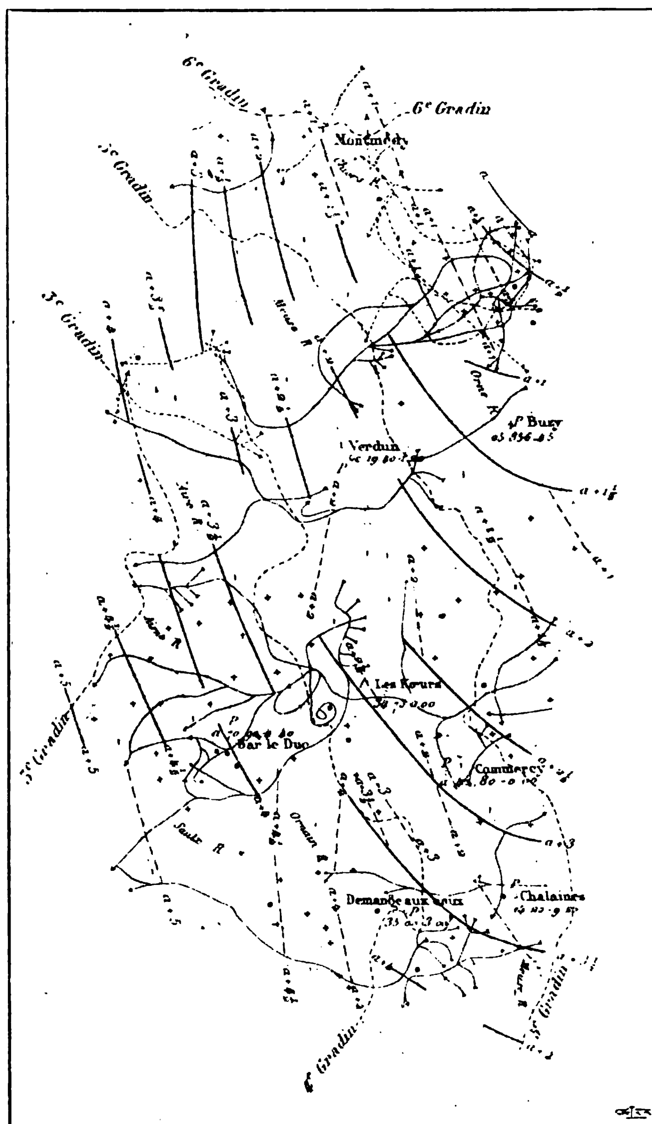
H. Maiié Davy: Météorologie. Paris 1866.

É. Fron: Des mouvements généraux de l'atmosphère dans leur rapports avec les orages. Thèses présentées à la Faculté des Sciences de Paris. Versailles 1868.

(2) Poincaré: Notice sur la distribution et marche des pluies dans le département de la Meuse. — Paris 1873.

La figure 32. représente une carte réuniant la marche des phénoménes orageux du 1e au 17 Juillet 1868 d'après M. *Poincaré.*

Fig. 32.



Pluies | faibles + fortes ● torrentielles. —— Trajectoires d'orages.

Comme spécimen nous avons reproduit la premiére carte de l'Atlas des Orages de l'année 1865, celle des orages du 7 mai 1865. (Pl. 47).

Cette Carte est accompagnée du texte suivant très remarquable:

»Divers orages ont traversé la France dans la journée du 7 mai.

»Le principal groupe semble naître dans les environs de Clermont (Puy de Dôme) vers 3h du soir. Il marche du SW au NE, atteint, de 5 à 6 heures, le département de Saône-et-Loire, qui est dévasté par la grêle. A partir de ce moment, quelques grêles isolées se montrent seulement de loin à loin, et l'orage longe successivement les montagnes du Jura, des Vosges et des Ardennes. Il arrive vers deux heures du matin en Belgique.

»Le 2e groupe apparait sur les frontières N de la Somme vers 3h du soir. Il traverse le departement du Nord en s'étendant sur l'Aisne et arrive également en Belgique Il ravage l'arrondissement de St. Quentin, marchant de l'Ouest à l'est, et versant par place d'énormes quantités de grêle. Cet orage, qui, n'atteignait que le N du departement de l'Aisne, y produit cependant des dégâts estimés à plusieurs millions... A ce groupe semblent se rattacher les orages signalés de 10h du matin à midi dans la Manche, de 10h 1/2 du matin à 2h du soir dans le Calvados et de 2h 1/2 du soir à 3h du soir dans la Seine-Inférieure.

»Un 3e et un 4e groupe d'orages, paraissant l'un et l'autre plus circonscrits, ont également produit des grêles et occasionné des degâts: l'un, s'étendant de la Dordogne à la Corrège et à la Haute Vienne, dure de 7h 1/2 à 9h 1/2 du soir, et l'autre sévit de 5h à 8h 1/2 du soir dans les Hautes Pyrénées, le Gers et le Lot-et-Garonne.

»Enfin, un 5e passe sur la Nièvre et la Côte d'Or de 8h du soir à minuit, puis continne sa route le 8 à travers la Lorraine. Un 6e ravage une deuxième fois le Puy-de-Dôme, et l'Allier de 9h à 11h du soir.

»Si l'on examine avec attention la carte météorologique du jour, on voit que la ligne de pression barométrique 765 mm., s'étend des Vosges au plateau central et à l'embouchure de l'Aude, puis passe aux îles d'Hyères. La ligne 760, partant de la région SE de l'Angleterre, offre une 1e anse dans le voisinage du Havre et une 2e beaucoup plus large dans le Golfe de Gascogne.

»La présence de ces sinuosités indique l'existence de mouvements tournants dans l'air, les orages les suivent et sont entraînés par ce courant général de l'atmosphère.»

Comme nous l'avons dit ces recherches ont été continuées par M. *Fron* jusqu'à présent et les resultats sont publiés dans *l'Atlas de l'Observatoire de Paris* et dans *les Annales du Bureau Central Météorologique: Série »Mémoires»*.

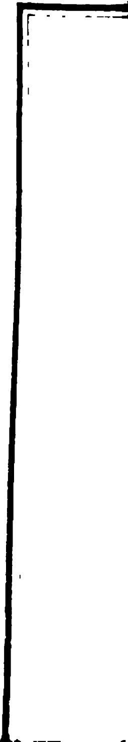
La première question qu'il s'agissait de traiter, celle de l'origine des orages, fut résolue dès la première année. Les orages ne sont point en général des phénomènès localisés comme on l'avait admis jusqu'alors. Ils viennent de l'Océan et s'étendent toujours à une partie considérable de la France et quelquefois la traversent dans toute son étendue, sur une ligne plus ou moins large, mais dépassant deux ou trois cents lieues en longueur. Ils accompagnent constamment les mouvements tournants de l'air, ou les minima barométriques, et les suivent dans leur marche au dessus de la surface terrestre. Les orages se forment en général dans la *partie méridionale* de la dépression, c'est à dire au SE, S ou SW du centre. Là ils se trouvent le plus souvent dans ces anses ou sinuosités des isobares indiquant l'existence de mouvements tournants secondaires. Ces anses ont été nommées plus tard en Allemagne sacs d'orages *(»Gewittersäcke»)*.(1)

Cependant tous les orages n'affectent pas cette continuité. Souvent, lorsque les nuées orageuses ont envahi le ciel, la foudre commence à gronder dans quelques départements de l'intérieur; elle éclate simultanement en plusieurs points du territoire. Ces orages sont appelés par M. *Fron orages erratiques*. *Marié-Davy* en donne l'explication suivante: (2) »Des orages peuvent cependant se former, même en Europe, par un mécanisme semblable à celui des régions tropicales, lorsque des circonstances locales donnent aux courants ascendants de l'air une vitesse exceptionelle dans nos climats et que les conditions générales de l'atmosphère sont d'ailleurs propices. Les brises qui s'élèvent sur les flancs des montagnes transportent dans les hautes régions l'air humide et chaud des plaines; les nuages ainsi formés tamisent toute l'électricité des masses d'air qui leur ont fourni leur vapeur. Les orages qui en résultent, quelque violents qu'ils puissent être, resteraient isolés s'ils ne se rattachaient à un mouvement général ayant préparé l'atmosphère. Un effet analogue se produit lorsque les vents soufflent dans la direction des hauts plateaux. L'air en

(1) Deutsche Seewarte:. Monatliche Uebersicht der Witterung. Juni 1877.

(2) Météorologie, p. 581.

Mohn: O



den 18 J

Tecknens förklaring:

- *ingen nederbörd.*
- o *svagare regn (1-2).*
- ● *starkt regn (3-4).*
- \+ *hagel.*
- ϟ *blixt slår ned.*
- ..... *isobariska linier.*

NORR

Norra polcirkeln

ATLANTISKA

750

OCEANEN

Trondhjems

Stadtland

Sognefj.

Hardangerfj.

NOR

Isobronten vom 30 Mai 1882, sowie Isobaren für 8P dieses Tages

Isobaren: ———— Isobronten: ————

Isothermen und Niederschlagsgebiet am 30 Mai 1882 Abd 8h

Isothermen: ———— Niederschlagsgebiet: ////

s'élevant graduellement sur leurs plans inclinés se refroidit et dépose à une certaine hauteur son humidité sous forme de nuages qu'il traverse en contiuant son mouvement. Les orages sont donc plus fréquents dans certains pays montagneux que dans les pays de plaine». —

Déjà en 1867 M. *Mohn* organisait un service des orages sur le même plan en Norvège, et en 1871 ce service fut organisé par M. *Hildebrandsson* en Suède. Plus tard ces travaux ont été institués dans presque tous les pays de l'Europe: en 1876 en Italie par M. M. *Frisiani* et *Schiaparelli,* en 1878 en Belgique par M. *Lancaster,* en 1879 en Bavière par M. *von Bezold,* en 1881 dans l'Allemagne centrale par M. *Assmann,* en 1884 dans le sud-ouest de la Russie par M. *Klossovsky,* etc. Nous donnons ici des reproductions de quatre cartes de différents pays (Pl. 48, 49, 50, 51 hors texte), servant comme spécimens des mouvements des orages en différentes parties de l'Europe.(1)

Classification des orages. — Nous avons vu qu'en France on avait trouvé depuis le commencement de ces recherches qu'il y a, et des orages s'avançant régulièrement au dessus du pays, et des »orages erratiques» ou locaux. Dès 1868 M. *Mohn* a étudié cela plus en détail, et ses recherches sur les orages en Norvège l'ont conduit à un résultat encore plus précis touchant les conditions atmosphériques dans lesquelles les orages se forment. Les conditions qui paraissent indispensables à la formation des orages sont *des courants ascendants contenant une quantité considérable de vapeur d'eau.* Pour que les courants ascendants s'établissent il faut d'abord une température élévée. La vapeur d'eau contribue puissament par sa condensation dans la région des nuages à la force des courants.

On peut signaler deux espèces de conditions atmosphériques favorables à la formation des orages. Toutes deux sont accompagnées de courants ascendants, la différence entre elles consiste seulement en ce qui concerne le mouvement. Pendant les mois d'été le rayonnoment solaire produit une température élevée. L'air puise les vapeurs de la mer ou des nappes d'eau et monte en

(1) Les lignes isochrones indiquent sur les cartes allemandes les points auxquels on a entendu simultanément le premier coup — »*Isobrontes*» —, et sur celles d'Italie le temps de la plus grande force *(face massima).* Voir: Beobachtungen d. meteorol. Stationen in Bayern, depuis 1879, et C. Ferrari: Osservazioni dei temporali. Ann. del Ufficio centrale di meteorologia italiana, depuis 1881.

donnant lieu à la formation des nuages et des orages. On peut appeler ces orages, *orages de chaleur.* Ils se produisent le plus souvent dans les parties centrales et orientales de la Norvège. Dans les orages de chaleur la force du vent, la vitesse des nuages, la force des éclairs, du tonnerre et de la pluie, ainsi que l'écart de l'état hygrométrique, sont plus faibles, tandis que la température est beaucoup plus haute et la quantité de vapeur d'eau un peu plus élevée que dans les orages en général. Les orages de chaleur ne se produisent que pendant la saison chaude, l'insolation étant insuffisante pour les produire pendant l'hiver. La relation entre la période diurne des orages de chaleur est évidente; ils sont tous des résultats de la même cause: l'influence des rayons du soleil sur la terre.

La condition la plus favorable à la formation des orages se présente, quand un centre de dépression barométrique, accompagné d'un mouvements tournant, venant de l'Atlantique, se transporte vers la Norvège, ou au dessus. C'est dans la partie antérieure, ou orientale, d'un tel tourbillon à laquelle appartiennent la plupart des vents du sud avec leur grande quantité de vapeur et leur haute température, qui sont les vents les plus fréquents pendant les orages. Les orages appartenant à la partie postérieure des tourbillons sont des phénoménes très rares. Les orages engendrés par les tourbillons sont beaucoup plus fréquents en Norvège que les orages de chaleur. La plupart des orages sur les côtes sont des *Orages de tourbillon,* et les orages d'hiver ont toujours cette origine. On ne doit cependant pas regarder un orage de tourbillon comme formé d'une couche de nuages à hautes tensions électriques que le vent pousse devant lui. On peut dire, que la propagation des orages n'est pas due seulement au transport des nuages, dont l'électricité devrait se perdre dans un long trajet, mais plutôt à la production renouvelée des conditions spéciales nécessaires à la formation des nuages orageux, parmi lesquelles nous mettons en première ligne des courants ascendants chauds et humides.

Les orages d'hiver éclatent seulement sur la côte ouest et pendant les grosses tempêtes de SW et d'W. Ils sont rares dans la partie méridionale de la côte norvégienne, et fréquents surtout, semble-t-il, sur les côtes entre le Sognefjord et le Throndbjemsfjord, où ils sont presque aussi fréquents que les orages d'été. Dans les orages d'hiver, le vent est plus à l'W que dans

les orages d'été et sa force est toujours celle d'une tempête ou d'un ouragan. C'est la forme escarpée de la côte qui force les vents de mer à s'élever brusquement et cause ainsi un courant ascendant d'une vitesse excessive, quoique d'une température basse et chargé d'une quantité de vapeurs très faible. Les orages d'hiver étendent leur régime jusqu' à Andenes, sur la latitude de 69 1/2 degrés. C'est d'ailleurs seulement la côte qui est sujette à leur régime; dans l'interieur du pays on voit les éclairs vers l'ouest sans que la tonnerre se fasse entendre.

Ainsi l'orage, comme la pluie, prend naissance à peu près exclusivement sous l'action du froid produit par la détente qui accompagne les mouvements ascendants de l'air. Comme nous l'avons exposé plus haut(1) les mouvements ascendants et avec eux les pluies qui en résultent sont rangés suivant leur origine en trois classes différentes:

1° *Pluies de convection,* produites par le courant ascendant pendant les heures les plus chaudes de la journée. Ces pluies sont souvent accompagnées *d'orages de chaleur;*

2° *Pluies cycloniques,* produites par les mouvements ascendants qui accompagnent les dépressions barométriques ou les cyclones. Ces pluies sont souvent accompagnées *d'orage de tourbillon.* Enfin

3° *Pluies orographiques,* on *de relief,* produites par les mouvements ascendants qui naissent lorqu'un vent horizontal souffle perpendiculairement contre une côte élevée ou une chaîne de montagnes et est obligé de s'élever à cause de l'obstacle qui lui est opposé. De cette manière naissent les orages d'hiver de la côte norvègienne et le même phénomène se répète partout où les mêmes conditions se retrouvent. Il est très marqué sur les îles montagneuses des mers tropicales. Là le ciel est absolument pur la nuit et le matin tandis que souffle la brise de terre. Vers midi au contraire la brise de mer s'est établie et remonte les pentes de l'île; dans ce courant ascendant, chaud et humide, se forme un nuage à une certaine hauteur, determinée par les conditions initiales de l'air, et, si l'humidité et la température de l'air sont suffisantes, il en tombe une pluie considérable souvent accompagnée d'orage. Si l'on veut, on pourrait bien appeler ces orages *orages orographiques.*

(1) T. I. p. 179.

Il est évident que ces causes peuvent agir simultanément, et un orage aussi bien qu'une pluie peut être p. e. à la fois cyclonique et orographique, comme en général les orages d'hiver sur la côte norvégienne.

Cela fut prouvé par les recherches de M. *Hildebrandsson* en Suède. Dans ce pays aussi les orages sont de deux espèces différentes, orages de tourbillon et orages de chaleur. Toutefois en Suède il est *impossible de tracer une limité bien déterminée entre ces deux espéces d'orages.* En effet, elles se présentent souvent simultanément dans des parties du pays, voisines l'une de l'autre. Ainsi la Pl. 52 hors texte fait voir un orage de tourbillon typique du 6 août 1881, un orage de chaleur aussi typique de 25 juillet 1872 et un orage mixte du 5 juillet 1874. Or, lorsque le baromètre accuse un fort minimum, pendant lequel le courant d'air ascendant est très nettement marqué, les orages offrent aussi une grande régularité dans leurs mouvements progressifs: mais lorsqu'il y a une faible dépression, le tourbillon agit plutôt comme facilitant la formation des orages locaux aux heures les plus chaudes du jour et dans les endroits les plus propices. Dans ce cas, on ne peut pas plus observer de progression régulière que dans les orages de chaleur proprement dits.

Les orages les plus nombreux en Suède, sont ceux dits de chaleur. En revanche les orages d'hiver, alors que les dépressions sont fréquentes et bien développées, sont des phénomènes extrêmement rares en Suède. Évidemment la quantité de vapeurs d'eau n'est pas assez abondante à cause d'une température trop basse. Les orages de chaleur y sont aussi les plus violents, suivis parfois de grêle d'une violence peu commune.(1)

La même différence entre les orages de tourbillon et les orages de chaleur apparaît clairement dans tous les pays de l'Europe selon les recherches de MM. *von Bezold, Assmann, Ferrari, Klossovsky* et d'autres.

Dans les pays chauds les orages presque journaliers du temps pluvieux sont en général des orages de chaleur. Cependant ils s'y présentent sous deux formes différentes: (2)

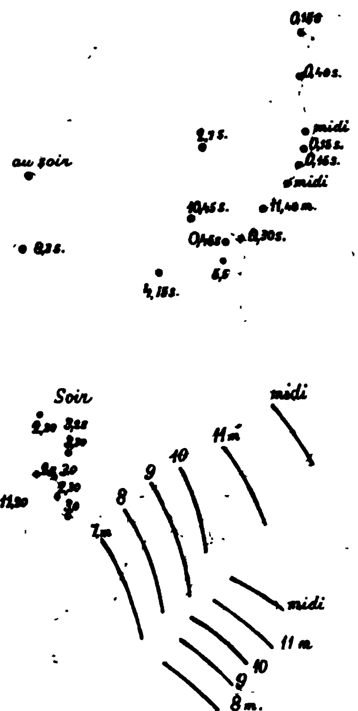
(1) Voir: Mohn et Hildebrandsson: Les orages dans la péninsule Scandinave. Nova Acta Soc. Reg. Sc. Upsal. 1887.

(2) Voir entre autres A. Borius: Recherches sur le climat du Sénégal. Paris 1875, p. 225.

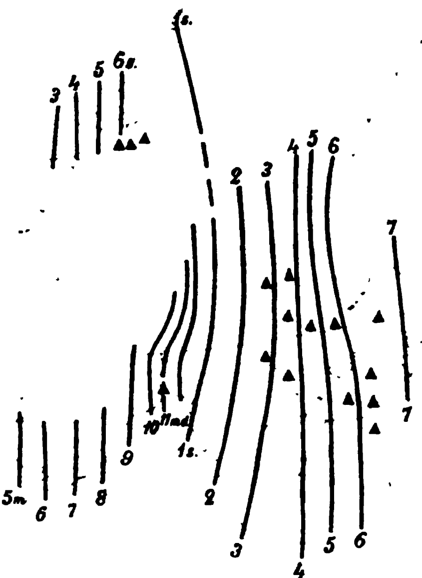
… , au soir



Nº18 Orages le 5 Juillet 1874, Heures moyennes.



Nº16 1881 6 Août Heure moyenne de l'orage



1) Des orages sans tornades, et

2) des tornades suivies d'orages au moment même de leur passage sur le lieu de l'observation.

Il y a aussi des tornades sans orage ni pluie. Ces dernières ont reçu au Sénégal le nom de *tornades sèches*.

1. *Orage sans tornade.* Dans ce pays, à Gorée, pendant l'hivernage à peine quelques bouffées de vent de SW se font-elles sentir dans la matinée fraîche et agréable. Le ciel n'est parcouru que par des légers flocons blaucs, qui s'irradient en éventail en changeant lentement de forme. Quelques instants après le lever du soleil le thermomètre marque à l'ombre + 27°. A 1^h p.m. il atteint 30°. Le soleil se voile par instants et quelques nimbus parcourent le ciel dans la direction du S au N, tandis que la direction des vents inférieurs oscille entre l'ouest et le sud-ouest, mais ces vents sont trés-faibles et, par moments, il fait complètement calme.

Cet état général de l'atmosphère persiste, la chaleur continue d'augmenter lentement. A 4^h du soir, le thermomètre marque + 31°, et la chaleur est excessivement pénible, et bien qu'aprés 4 heures le thermomètre monte à peine de 0°,5, la chaleur semble augmenter considérablement à cause de la saturation complète de l'air par l'humidité qui laisse pressentir que le moindre refroidissement produira la précipitation de la vapeur d'eau. Le ciel est aux trois quarts couvert de nuages s'accumulant à l'horizon. Le calme devient parfait.

Il est 6 heures, le soleil disparait dans les nuées épaisses accumulées à l'horizon. Il se couche bientôt au milieu de nuages qu'il dore de teintes d'un rouge cuivré très-éclatant. Le calme persiste. Un petit nuage noir passe en courant très-bas, venant du SE, et laisse tomber quelques larges gouttes d'eau, trop peu nombreuses pour mouiller le sol dessèché. La tension de la vapeur est de 23 mm.

Il est près de 10^h du soir; le calme est parfait, et quelques nuages viennent du SE au de l'E. Bientôt le ciel est entièrement couvert, les élairs qui depuis un certain temp apparaissaient silencieux à l'horizon deviennent plus nombreux. Enfin, le tonnerre gronde sur plusieurs points de l'horizon à la fois, sa voix devient retentissante, tout le ciel s'éclaire d'une lueur tantôt rouge, tantôt d'une superbe tente violette. Le bruit redouble, il est

parfois strident, bref, saccadé. Tout à coup la pluie tombe avec une force de projection et une abondance dont nous pouvons donner une idée en constatant qu'au moment de sa plus grande intensité, elle a versé sur les sol, en moyenne, une couche d'eau d'un millimètre par minute. Sous l'influence de cette pluie, l'air devient frais, le thermomètre descend en quelques minutes de 2°, 3° et même de 4°. L'harmonie se rétablit dans l'économie humaine comme dans l'atmosphére.

Tel est le phenoméne décrit par M. *Borius* pour le Sénégal. On le peut observer plusieurs fois au cours d'un hivernage dans presque tous les pays tropicaux, avec des variations portant sur l'heure du soir à laquelle l'orage va éclater, sur l'énérgie des manifestations électriques, sur la direction de l'orage et des vents et sur la durée et la quantité de la pluie.

Il est évident que nous avons à faire ici à un orage de chaleur typique.

2. *Orages avec tornade.* Dans les pays équatoriaux les grandes dépressions des zones tempérées n'existent pas et les cyclones sont rares. Par contre les tourbillons à petit diamètre, les trombes et tornades y sont fréquents.

La tornade survient le plus souvent aprés une journée de calme et de chaleur accablante. Au Sénégal la brise de SW, qui dominait pendant l'hivernage, a fait place à une journée de calme dans laquelle la girouette prend par instant une direction qui indique des vents très faibles du N ou NE. Une petite masse nuageuse, noire, peu étendue règne au S et au SE, et permet de présager déjà la formation d'une tornade. Cette masse noire s'élève lentement vers le zénith dans une direction S—N, et indique bien la marche générale du météore, tant que le bord supérieur qui forme un demi-cercle régulier n'a pas atteint le zénith. En même temps le bleu du ciel est parcouru par quelques flocons blancs venant du NE, dans la direction du vent qui commence à fraîchir à la surface terrestre.

C'est un vaste cercle noir, une sorte de champignon sans pied, vu de trois quarts et par en dessous, qui s'approche. Parfois la marche du météore est si lente qu'il met une demi-heure à atteindre le zénith, d'autres fois il s'écoule à peine cinq minutes entre le moment où ces nuages commencent à se mou-

voir, et celui où ils arrivent au zénith. Si un navire est surpris alors avec toutes ses voiles, il n'aura pas le temps de les serrer avant d'être atteint par le redoutable vent. C'est ainsi que la corvette suédoise, la *Karlskrona*, fut chavirée et coulée auprès du Cap Matanzas à Cuba. Au moment où le bord antérieur de la tornade atteint le zénith, souvent un peu plus tôt ou plus tard, un vent d'une violence extrême se déchaîne du SE. Cette bourrasque dure au plus un quart d'heure, et, comme le météore continue sa marche vers le nord, le vent passe à l'E, puis au NE, au N, eufin au NW, puis au SW avec une intensité qui va, en général, en faiblissant d'abord, puis en reprenant de l'énérgie lorsque les vents passent au SW.

Au bout d'un quart d'heure, parfois de dix minutes, le météore a disparu. Il n'a consité qu'en ce mouvement brusque du vent, ce passage de nuages noirs, sans pluie ni orage. La tornade est alors ce qu'on appelle la *tornade séche*, c'est la forme la moins fréquente.

Ordinairement, lorsque les vents passent au SW, un orage éclate, la pluie tombe avec une abondance extrême pendant un quart d'heure, puis devient modérée et le vent reste au S ou au SW, faible.

Il est à remarquer, que même lorsque la tornade est sèche, elle est toujours suivie d'un abaissement de la température très sensible.

Ces orages qui accompagnent les tornades sont les orages de tourbillon des pays chauds.

Fréquence des orages. Comme nous l'avons vu les orages sont en relation intime avec la pluie et avec une température élevée. Par conséquent la fréquence des orages ne coïncide, ni avec la distribution de la pluie, ni avec celle de la température. Sur la côte norvégienne par exemple la pluie est excessive, mais la température étant basse le nombre d'orages par année y est assez petit. De même dans les deserts le nombre en est. aussi petit; la température y est très haute, mais la pluie fait défaut. Or, on concoît qun la fréquence des orages doit être surtout grande dans les contrées tropicales où l'on retrouve une quantité considérable de pluie et en même temps une température très élevée. Ces deux éléments étant très variables selon les situations et le relief du sol, il est évident que souvent la fréquence des orages est très différente en des lieux situés à peu de distance l'un de l'autre. Sur la mer ou sur une plaine les orages sont

moins fréquents que sur le versant d'une montagne. En effet, nous avons vu plus haut que nous pouvons parlez d'un *orage orographique* dans le même sens que d'une pluie orographique.

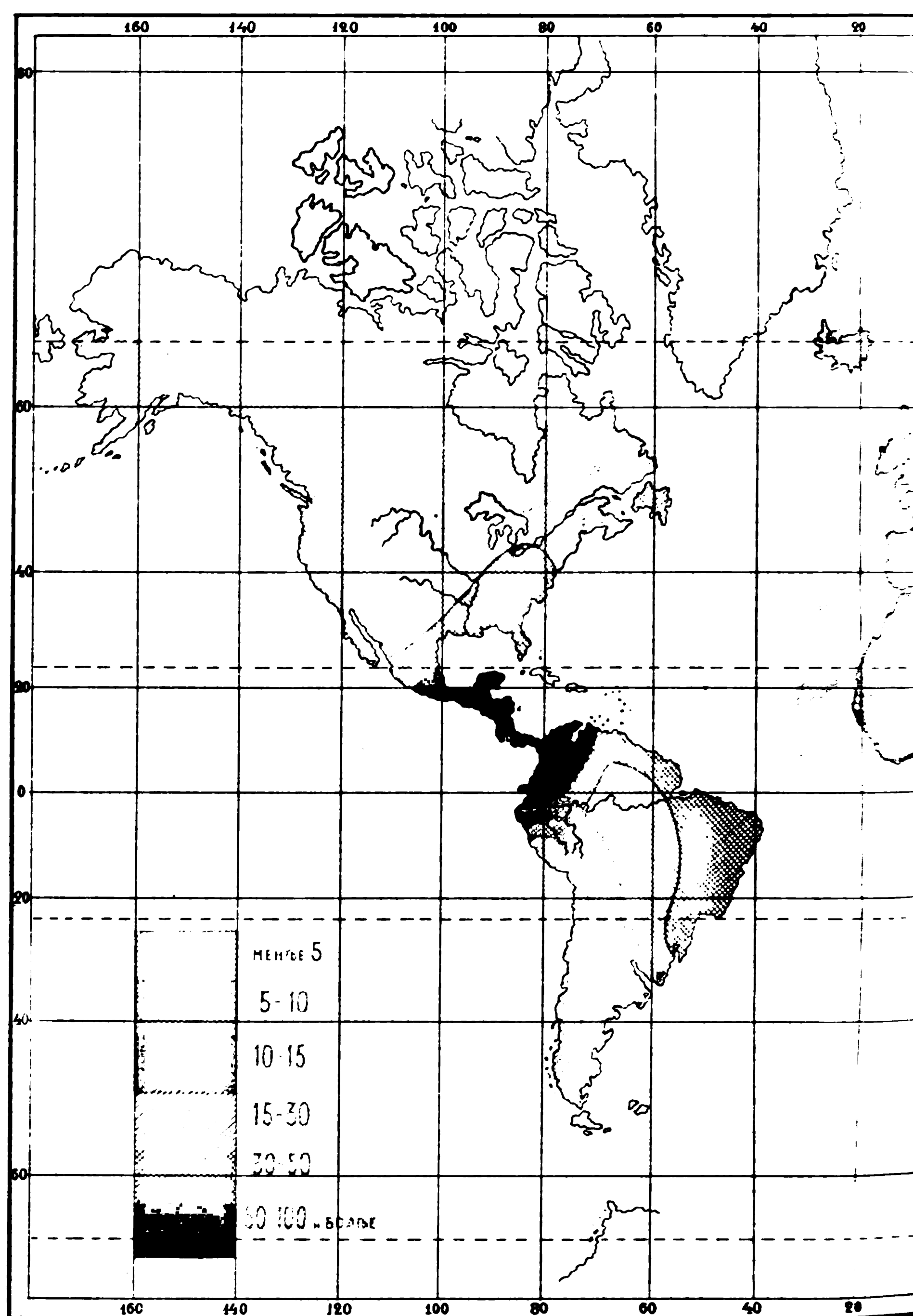
Il est donc assez difficile de dresser une carte détaillée de la fréquence des orages. Pour cela il faut une masse considérable d'observations que nous ne possédons encore que pour peu de pays. Cependant M. *Klossovsky* (1) a dressé une carte de la distribution annuelle des orages à la surface du globe terrestre. Cette carte ne donne qu'un apercu approximatif et grossier du phénomène en question. Nous la reproduisons ici (Pl. 53 hors texte). Il y a trois contrées où la fréquence des orages atteint le maximum. La plus considérable comprend l'Indo-Chine, les îles de la Sonde, les Philippines et la Nouvelle Guinée. Le nombre annuel des orages y est de 94 à Batavia, 167 à Buitenzorg, 116 à Palembang, 97 dans la Nouvelle Guinée. La deuxième zône embrasse le littoral équatorial de l'Afrique occidentale; près de 200 cas à Bismarksburg, 65 à Christiansburg, 95 à Vivi au Congo. La troisième se trouve dans l'Amérique Centrale depuis le Mexique au nord jusque vers le fleuve des Amazones au sud. Ici presque partout le nombre d'orages par année dépasse 100.

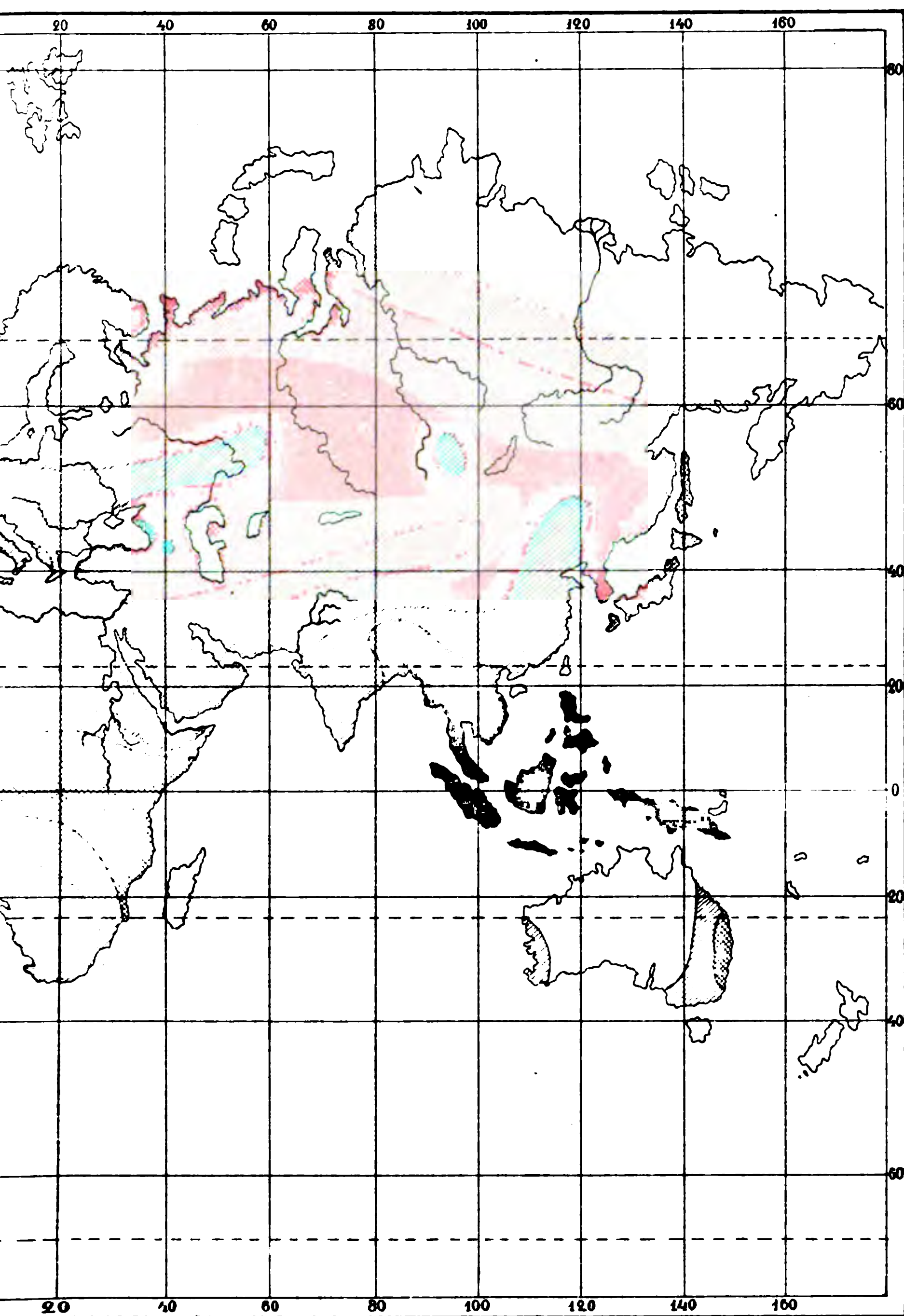
Sur la bande de déserts qui s'étend du Maroc jusqu'en Mongolie la fréquence est, comme nous l'avons dit, très petite. Dans les zones tempérées la fréquence décroit en général vers les cercles polaires, au dessus desquels elle devient minime. En Europe la fréquence est par conséquent la plus grande en Italie (Rome 42) et sur les côtes de l'Adriatique (Janina environ 45). Plus au nord sur le continent la fréquence oscille entre 15 et 40 selon les localités. (Paris 28, Cracovie 22, Tiflis 38). De l'autre coté de l'Oural en Sibérie la fréquence décroit vers l'est et vers le nord. (Tomsk 19,8, Jénisseisk 14,5, Touroukhansk, près du cercle polaire, 8,1 et à Jakoutsk 5). Dans la péninsule Scandinave la fréquence est de 10—12 dans la partie méridionale et descend jusqu' à 0,5 sur la côte boréale de Norvège aux environs du Cap Nord. Aux îles Färöer il y a 1,5, en Islande 1,1, à Ivigtut, au sud du Groenland, 0,5 orages par année et à Upernivik ils sont inconnus.

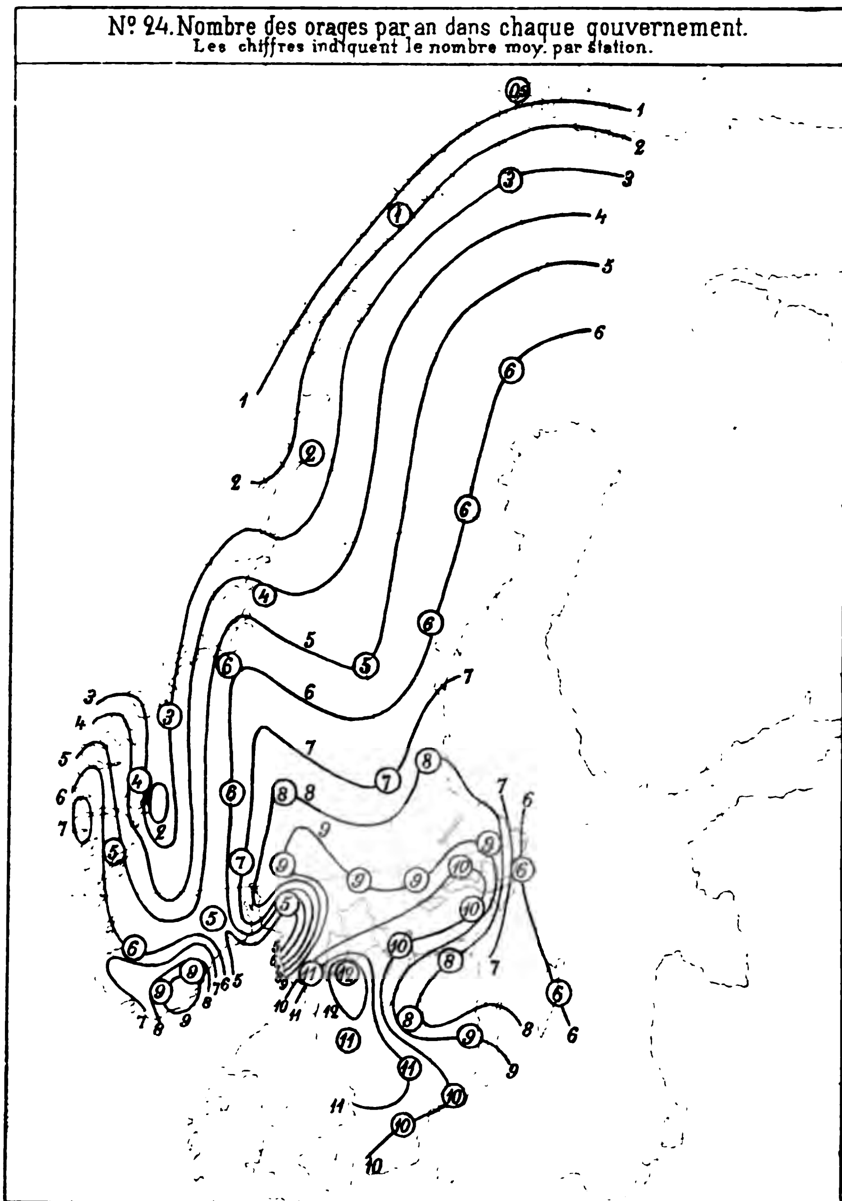
Nous donnons ici comme spécimen de la distribution de l'orage dans un seul pays selon MM. *Mohn* et *Hildebrandsson* une carte

(1) Distribution annuelle des orages à la surface du globe terrestre. Odessa 1894.

Годовое распредѣленіе грозъ.




20
40
60
80
100
120
140
160
60
40
20
0



N° 24. Nombre des orages par an dans chaque gouvernement.
Les chiffres indiquent le nombre moy. par station.

représentast la fréquence de l'orage dans la péninsule Scandinave. (Pl. 54 hors texte.)(1) Le maximum se trouve sur le versant ouest de la partie méridionale de la Suéde vers le Cattegat. De là une bande de grande fréquence s'étend vers le NE au dessus des grauds lacs et une autre vers le SE sur la Scanie. Au nord du Cattegat il y a un minimum à l'embouchure du fjord de Christiania. La partie méridionale de la Norvège est remplie de montagnes et de glaciers. La fréquence y est assez grande sur les côtes mais très petite dans l'intérieur. Dans la partie boréale de la péninsule la fréquence est minime au bord de l'océan et croit vers l'est jusqu' au Golfe de Bothnie.

Dans un pays plus méridional comme le nord de l'Allemagne la fréquence est plus grande dans les contrées montagneuses que sur les plaines. En Schleswig-Holstein le nombre annuel des orages est de 16,9 et croit jusqu' à 25,1 dans les montagnes de la Silésie.

Périodes annuelle et diurne des orages. Les orages étant en relation intime avec une température élevée accompagnée d'humidité il faut qu'ils soient fréquents surtout pendant les temps les plus chauds de l'année et de la journée. Cela résulte des tableaux suivants dans lesquels nous avons réuni les résultats trouvés en pays différents.

Tableau 161.

	Islando	NW de l'Ecosse	Intérieur de l'Ecosso	Norvège (littoral)	Norvège (intérieur)	Suède	France	Bâle	Bruxelles	Prusse	Autriche méridionale	Russie méridionale
Janvier . . .	244	116	78	74	11	1	49	3	13	1	1	0
Février . . .	153	91	60	16	6	0	43	3	12	2	1	0
Mars	73	56	31	14	2	2	88	13	39	18	11	12
Avril . . .	54	43	53	11	3	19	97	49	59	70	56	83
Mai	18	53	115	35	69	81	122	161	146	170	172	274
Juin	0	74	126	129	255	251	124	227	187	206	228	350
Juillet . . .	18	106	139	242	351	300	133	235	209	253	281	235
Août	0	99	122	194	215	223	118	194	203	184	192	25
Septembre . .	45	76	86	107	53	99	114	85	87	73	45	21
Octobre . . .	45	101	66	87	19	18	68	21	50	17	8	0
Novembre . .	126	68	53	52	8	3	22	5	8	3	4	0
Décembre . .	225	114	69	39	8	1	23	4	7	3	1	0

(1) Les orages dans la péninsule Scandinave. Nova Acta Soc. Reg. Sc. Upsal. 1887.

Ainsi, dans les parties du NW de l'Europe les orages d'hiver sont assez fréquents, en Islande janvier est le mois le plus orageux de l'année. Dans ces contrées les orages de tourbillon sont ordinaires et les dépressions barométriques y sont nombreuses surtout en hiver. Au contraire dans l'intérieur des continent la pluie convective est la plus ordinaire en été et les orages de chaleur, qui souvent l'accompagnent, sont aussi fréquents surtout en été.

Cette prépondérance des orages d'été existe aussi en Russie et dans toute la Sibérie. M. *Klossovsky* donne les nombres suivants pour les saisons en °/₀₀.(1)

Tableau 162.

	Russie Centrale	Caucase	Oural	Sibérie Orientale
Hiver	1	20	1	7
Printemps . . .	204	219	152	49
Été	739	594	813	827
Automne	56	167	34	117

Selon M. *Ferrari* le nombre des grands orages, d'une durée de 8—9 heures, est en Italie:

Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre
9,3	7,9	7,2	2,3	9,2	8,7

En étudiant la fréquence des orages en Bavière par décades M. *von Bezold*(2) a trouvé deux maxima pendant les mois d'été, l'un à la fin de juin et l'autre à la fin de juillet et au commencement d'août, séparés par un minimum secondaire, le phénoméne peut encore, surtout en certaines années, se montrer dans l'Allemagne centrale, mais a complètement disparu en Suède.

Dans la zone subtropicale avec pluie d'hiver les orages sont aussi en général fréquents en hiver. Ainsi à Beyrouth sur mille orages 925 éclatent pendant les mois octobre—février. Pendant les mois les plus chauds et secs, juin—septembre, les orages y sont presque inconnus.

(1) Les orages en Russie. Odessa 1886.

(2) Ueber das doppelte Maximum in d. Hänfigkeit d. Gewitter während d. Sommermonate. Sitzb. Akad. d. Wiss. München 1875. H. II.

Dans les régions tropicales les orages sont liés au temps pluvieux, pendant lesquels ils sont un phénomène presque quotidien.

Dans la *période diurne* la plus grande fréquence des orages se trouve en général aux heures les plus chaudes de l'après midi. Nous en donnons des spécimens dans le tableau suivant.

Tableau 163.

Heure	Écosse côte			Norvège		Suède	Bâle	Élisabethgrad (Russie)
	É	NW	SW	littoral	l'intérieur			
a. m.								
1	41	45	38	23	6	12	16	4
2	37	45	31	20	4	10	16	4
3	29	34	25	22	5	10	18	1
4	32	28	23	21	6	11	18	2
5	24	26	22	18	5	11	15	1
6	17	16	18	32	8	12	11	4
7	13	15	17	36	11	13	9	8
8	13	19	12	35	9	13	8	9
9	15	20	17	29	22	14	10	12
10	19	25	18	39	23	17	15	16
11	37	35	20	38	31	29	25	40
midi	52	38	26	38	46	53	41	54
p. m.								
1	61	44	35	39	67	70	61	75
2	**78**	50	56	56	107	82	79	75
3	69	52	69	65	122	103	89	72
4	61	48	75	74	**123**	**116**	**92**	76
5	56	42	**78**	**77**	111	113	88	**78**
6	60	57	73	64	101	91	82	45
7	56	64	70	59	68	64	76	32
8	44	**69**	64	58	49	47	70	29
9	52	**69**	54	54	36	37	60	28
10	47	67	62	39	18	32	47	9
11	45	50	47	38	14	24	32	13
min.	43	42	50	26	8	16	22	4

Ainsi la fréquence des orages est partout la plus grande aux heures les plus chaudes de l'après midi dans les moyennes annuelles. Cependant, sur les côtes NW de l'Europe cela est moins accentué que dans l'intérieur du continent. En calculant la fréquence diurne pour les differentes saisons M. *Buchan* a trouvé que les orages d'hiver de ces côtes ont leurs plus grande fréquence pendant la nuit.

En effet, 258 orages d'hiver sur les côtes nord et ouest de l'Écosse sont distribués de la manière suivante:

0^h—3^h a.m.	46	0^h—3^h p.m.	21
3 —6 a.m.	33	3 —6 p.m.	31
6 —9 a.m.	26	6 —9 p.m.	33
9 —midi	25	9 —minuit	43

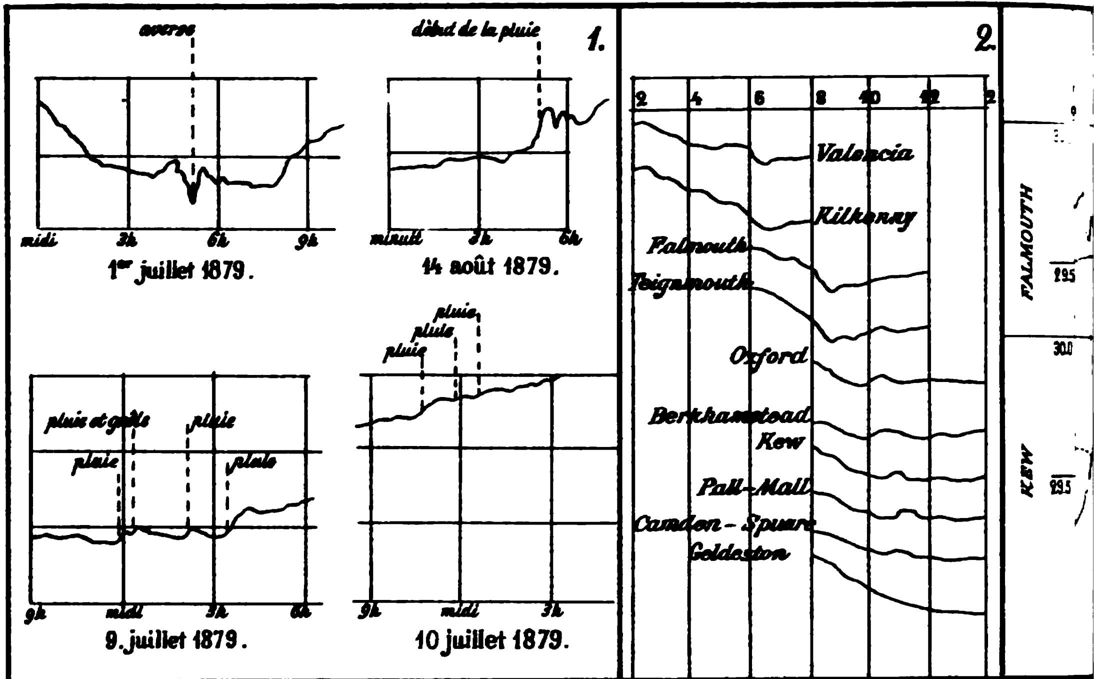
A Stykkisholm sur la côte ouest de l'Islande on a observé 23 orages pendant 14 années. Un seul de ces orages a éclaté pendant les mois Avril—Septembre, tous les autres pendant l'hiver, et de ces 23 orages 3 seulement ont commencé quand le soleil a été au dessus de l'horizon, tous les autres pendant la nuit.

Cela s'explique selon M. *Buchan* par le fait que la différence de température entre la surface de la mer et celle des montagnes est la plus grande pendant les nuits d'hiver. Comme nous l'avons dit plus haut, il serait plus exact de nommer ces orages: *orages orographiques,* En effet, leure étendue est très petite. Dans le même temps qu'on a observé les 258 orages d'hiver sur les côtes nord et ouest de l'Écosse on n'en a observé que 5 sur la côte orientale. Ces orages d'hiver sont aussi très bas et à cause de cela très dangereux. M. *Mohn* a publié une statistique sur les degâts causés par les éclairs en Norvège.(1) Sur le littoral 55 églises ont été frappées. Le nombre de cas en chaque mois a été:

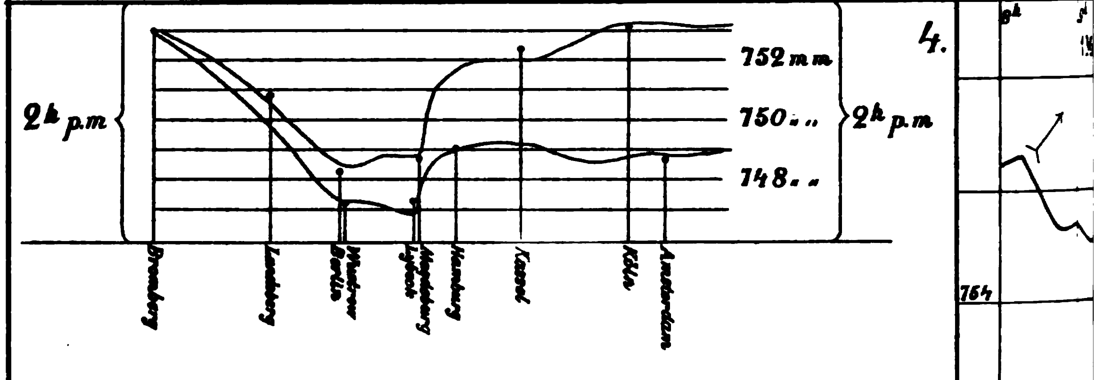
Janvier . . .	8	Juillet	2
Février . . .	16	Août	0
Mars	2	Septembre . .	2
Avril	1	Octobre . . .	9
Mai	0	Novembre . .	6
Juin	1	Décembre . .	8

A Sénégal 119 orages de nuit correspondent à 71 de jour.

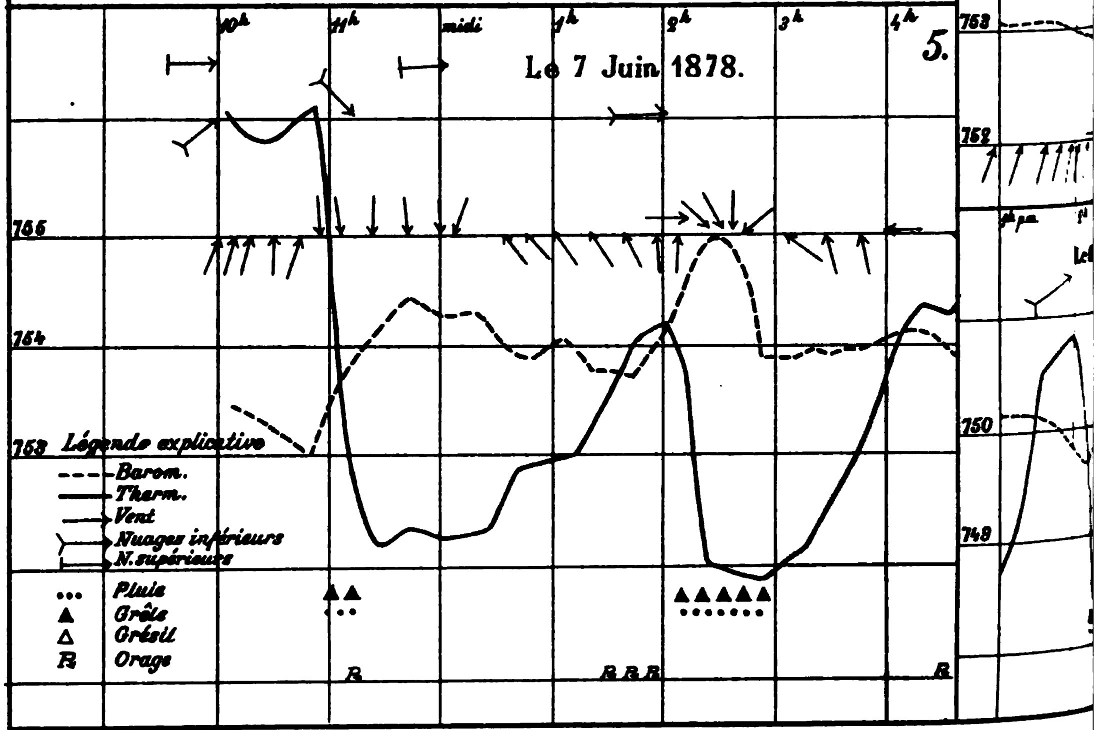
(1) Mohn: Lynildens Farlighed i Norge. Christiania 1875.



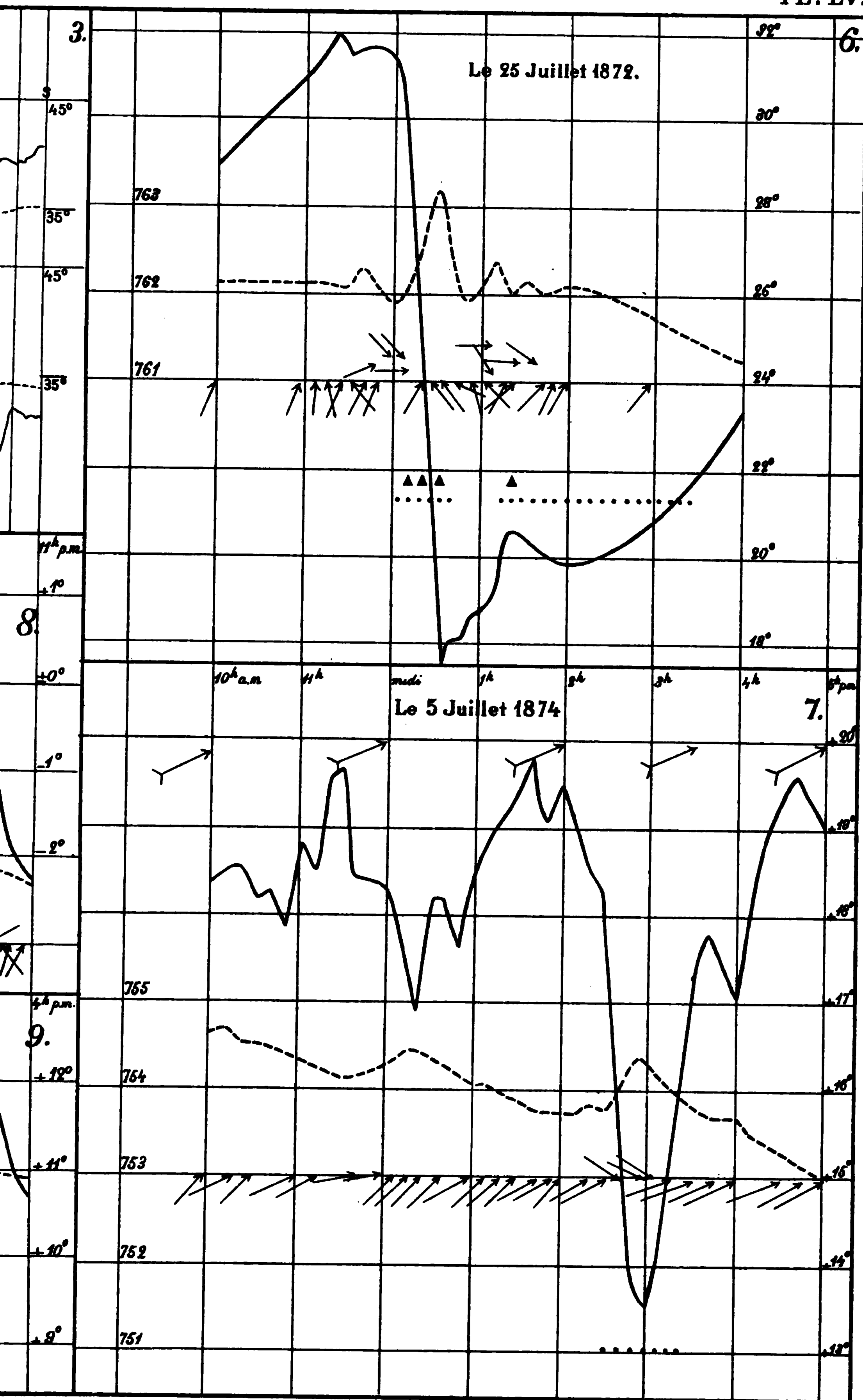
1.
averse
midi
3h
6h
9h
1er juillet 1879.
début de la pluie
minuit
3h
6h
14 août 1879.
pluie et grêle
pluie
pluie
pluie
9h
midi
3h
6h
9. juillet 1879.
pluie
pluie
pluie
9h
midi
3h
10 juillet 1879.
2.
Valencia
Kilkenny
Falmouth
Teignmouth
Oxford
Berkhamstead
Kew
Pall-Mall
Camden-Square
Geldeston
FALMOUTH
KEW



4.
2h p.m
752 mm
750 " "
748 " "
2h p.m
Bromberg
Landsberg
Wustrow
Berlin
Magdeburg
Lübeck
Hamburg
Kassel
Köln
Amsterdam



5.
10h
11h
midi
1h
2h
3h
4h
Le 7 Juin 1878.
756
754
752
Légende explicative
Barom.
Therm.
Vent
Nuages inférieurs
N. supérieurs
Pluie
Grêle
Grésil
Orage


3.
6.
Le 25 Juillet 1872.
763
762
761
32°
30°
28°
26°
24°
22°
20°
18°
10h a.m
11h
midi
1h
2h
3h
4h
5h p.m
Le 5 Juillet 1874
7.
755
754
753
752
751
8.
9.
45°
35°
11h p.m
4h p.m.

Variations des instruments pendant un orage. Depuis longtemps les météorologistes ont eu l'occasion de constater les brusques changements de pression qui se manifestent au moment des orages. Au moment d'un orage, le baromètre baisse d'abord d'une manière plus on moins rapide, puis remonte brusquement. La pression s'élève presque instantanément de quelques dixièmes de millimètre, ou même d'un millimètre ou plus; la courbe tracée par un baromètre enrégistreur montre alors un ressaut à peu près vertical, une sorte de crochet que l'on apelle *crochet d'orage.* Ce phénomène paraît avoir été signalé pour la première fois par l'Abbé *Goulon* dans le Bulletin international de l'Observatoire de Paris du 21 mars 1866. Plusieurs de ces courbes barométriques irrégulières ont été publiées depuis ce temps par des météorologistes des différents pays. Nous donnons ici comme exemple de variations exceptionelles les courbes barométriques de Paris pendant quelques orages en 1879 selon M. *Mascart* (Pl. 55, fig. 1) (la distance de deux lignes horizontales correspond à une variation de pression de 2 mm. de mercure), et aussi les barogrammes de quelques stations anglaises pendant l'orage du 13 janvier 1886 selon M. *Scott* (Pl. 55, fig. 2).

Les diagrammes de la planche 55, fig. 7—9 hors texte indiquent les variations observées à Upsal pendant le passage des orages. On y trouve les variations de la pression de l'air, celles de la température et celles de la direction du vent, les heures de la pluie ou de la grêle et en haut les directions des nuages qui ont été observées en ces occasions; les flèches ordinaires indiquent la marche des nuages inférieurs, et les flèches barrées la marche des Cirrus. Malheureusement l'anémomètre n'enregistre que la vitesse moyenne du vent par heure.

Pl. 55, fig. 5. Le 7 Juin 1878 une haute pression s'étendait sur la vallée du Rhin et un minimum sur le nord de la péninsule Scandinave. La ligne isobare 755 formait une anse irrégulière sur le nord de la Suède et le Golfe de Bothnie. De $9^h—11^h$ a.m., $1^h—2^h$ et $4^h—6^h$ p.m. des orages de chaleur dispersés éclatèrent au-dessus de la plus grande partie de la région située entre la côte NE du lac Venern et le Golfe de Bothnie. Chaque orage se présentait à plusieurs stations, mais n'avait à chaque endroit qu'une étendue peu considérable, et un grand nombre de stations n'ont fait men-

tion d'aucun orage, tandis que d'autres ont eu jusqu'à trois orages. A Upsal l'état atmosphérique fut parfaitement tel qu'on pouvait l'attendre d'après la carte. A 10^h du matin le vent soufflait du SSW, la marche des nuages inférieurs était du SW et celle des nuages supérieurs de l'W. A 11^h précises commencèrent la pluie et la grêle, accompagnées de tonnerre. L'orage passa du NW au SE au dessus de l'Observatoire. La pluie et la grêle ne durèrent que quinze minutes. A 11^h 25^m une forte étincelle passa par l'appareil télégraphique de l'Observatoire, et un courant continu suivit pendant plusieurs minutes toute la ligne. Un peu après midi l'orage cessa. Le vent sauta subitement, d'abord au NW et au N, d'oú il continua à souffler jusqu' à midi; il passa alors au NE et aussitôt après au SE, resta à peu près une heure dans cette direction et fut vers 2^h du soir de nouveau au S, de sorte qu'il avait accompli une rotation complète. A midi les Cirrus s'avançaient vers l'est, complètement indépendants du vent à la surface terrestre. A 2^h 10^m du soir le même phénomène se renouvelle. Un nouvel orage, suivi de pluie et de grêle, passa de l'W à l'E au dessus de l'Observatoire, et le vent fit de nouveau une rotation complète avec le soleil. A 4^h 30^m, on entendit le tonnerre du SW. A 5^h 45^m—6^h 10^m du soir on n'entendit pas le tonnerre à Upsal, mais il tomba une violente averse, et le vent fit entre 5^h et 7^h encore une rotation nouvelle. A 7^h les Cirrus allaient toujours de l'W à l'E.

La température baisse subitement pendant chaque chute de grêle ou de pluie.

Le baromètre montre une *baisse faible* immédiatement avant la saute du vent, *suivie d'une hausse subite* à l'instant même où le vent passe au NW. Pendant cette hausse rapide du baromètre le vent augmente considérablement de force et la grêle ou la pluie tombe en averse violente.

Pl. 55 fig. 6. Ce diagramme montre la marche des instruments à Upsal pendant un des orages de chaleur les plus violents et les plus typiques qui aient eu lieu en Suède: l'orage du 25 juillet 1872. Une haute pression règna sur la mer entre la Norvège et l'Islande et sur la partie méridionale de la Suède; une dépression faible existait sur la Mer Blanche. Une foule d'orages éclatèrent, dispersés sur un grand nombre de stations.

(Voir Pl. 52). Nulle part un orage ne paraît avoir eu un mouvement de translation régulier sur un espace plus considérable. A Upsal une haute pression avec une haute température avait règné depuis le 21. Le 25 dans la matinée, la température s'éleva considérablement jusqu'à ce que le maximum, immédiatement avant l'orage, fut atteint avec $+ 31^0,9$. La diminution de la température avec la hauteur était remarquablement rapide. On lut, en même temps que le maximum cité, une température de $+ 34^0$ sous un abri placé dans le parc de l'Observatoire au dessous de la colline sur laquelle se trouve le pavillon avec les enregistreurs, et $+ 30^0,0$ sur un thermomètre en dehors d'une fenêtre de la partie nordest de l'Institut de Physique, à une distance d'environ 550 m. à l'ESE du thermomètre enregistreur et 7—9 m. plus haut que celui-ci. L'humidité absolue était considérable: 14,8 mm. à 10^h du matin. Comme d'habitude elle diminua ensuite graduellement, et n'était que 13,2 mm. à 1^h du soir immédiatement avant l'orage. Après le passage de l'orage elle augmenta de nouveau rapidement, et atteignit à 6^h du soir la valeur extraordinaire de 18,0 mm. Les vents avaient été pendant plusieurs jours faibles venant du sud; et le ciel presque complètement clair.

Dans ces conditions l'orage éclata subitement. A $0^h\ 52^m$ on entendit les premiers coups de tonnerre, et quelques minutes après l'orage éclata, précédé de quelques tourbillons et suivi de pluie et de grêle en quantité énorme, venant du NW. A $1^h\ 18^m$ la grêle commença; les grains avaient environ 3 cm. de diamètre. Ils étaient formés de couches alternantes de glace blanche et transparente. Elle continua jusqu' à $1^h\ 40^m$ et dans ce laps de temps il tomba plus de 32 mm. d'eau.

L'aire qui fut atteinte par cet orage était extrèmement restreinte. *Elle avait tout au plus 4 à 5 kilomètre dans sa plus grande étendue.* Tout autour le beau temps continua.

Les mouvements des instruments se voient par le diagramme. Après une petite baisse le baromètre monte brusquement de plus de 2 mm., et le vent saute au NW pour retourner au S. Entre 2^h et 3^h il y a 2 oscillations très petites sur la courbe barométrique qui correspondent à des sautes du vent à l'W ou au NW. La baisse de la température est énorme, une des plus grandes qui aient eu lieu à Upsal.

Ces variations des instruments sont les mêmes pendant tous les orages, soit de chaleur, soit de tourbillon. Mais, ces variations *ne sont pas seulement spécifiques aux orages.* La Pl. 55 fig. 7 nous montre les variations des instruments à Upsal le 5 juillet 1874. Le matin un orage de tourbillon s'arrêta à quelques myriamètre au NE d'Upsal, où on avait ni orage, ni pluie. Cependant, le diagramme montre un mouvement des instruments peu important et très faible de 11^h du matin à $0^h\ 30^m$ du soir de la même allure que d'ordinaire, justement au moment où l'orage selon les isochrones aurait dû passer au dessus d'Upsal. *Néanmoins on n'y observa pendant ce temps ni tonnerre, ni pluie à Upsal.* Une averse *sans orage* qui arriva à $2^h\ 50^m$ du soir environ fut suivie de variations encore plus marquées dans la marche des instruments.

Ces variations accompagnent aussi les giboulées de grêle ou de grésil qui ont lieu si souvent au commencement du printemps. La température alors, loin d'être élevée, est souvent assez basse. Le grésil est cependant accompagné d'une baisse encore plus grande de la température, d'une hausse de la pression de l'air, précédée par une baisse lente, et par une rotation du vent contraire à la marche des aiguilles d'une montre. (Voir Pl. 55, fig. 8, 9).

Les oscillations en question sont donc de même nature, aussi bien pendant les orages de chaleur ou de tourbillon, que pendant chaque pluie en forme d'averse, et elles sont même quelquefois visibles à une certaine distance de l'averse.

La règle est simple:

1° Le baromètre baisse d'abord tantôt d'une manière assez rapide, tantôt d'une manière lente et presque insensible, puis remonte brusquement dès que la pluie commence.

2° La température baisse tout-à-coup pendant la pluie pour remonter ensuite plus on moins rapidement.

3° Le vent tourne subitement avec le soleil en même temps que le baromètre monte, il est faible, ou il règne un calme complet, pendant la baisse, mais ordinairement très violent pendant la hausse du baromètre.

Nous voyons par conséquent, que la marche d'un orage au dessus d'une station ressemble, approximativement, au passage d'un petit tourbillon. On a aussi longtemps considéré les orages comme

des sortes de tourbillons, isolés quand il s'agit d'orages de chaleur, rangés en ligne, avec des intervalles plus on moins grands dans les orages de tourbillon. MM. *v. Bezold* et *Ciro Ferrari* ont même réussi à constater des cas où l'orage existait dans une dépression barométrique très faible. M. *Ferrari* s'en tenait pour les orages de tourbillon à une »dépression *très allongée* d'axe parallèle à l'isochrone».

Cependant, à divers points de vue les variations des instruments pendant un orage diffèrent de celles qui se produisent pendant le passage d'un tourbillon. La baisse du baromètre est extrèmement lente et souvent presque insensible, tandis que la hausse qui suit est très rapide. Ceci est en relation directe avec la force du vent, qui est faible ou nul pendant la baisse, mais violent pendant la hausse du baromètre. De même pendant un orage la pluie tombe pendant la hausse du baromètre, ou dans la partie postérieure du tourbillon.

Le mécanisme d'un orage est donc fort compliqué et pour l'étudier de plus près nous devons le considérer dans sa relation avec un autre phénomène: celui qu'on apelle *un grain.*

Grains. Nous avons vu que ce fut l'ouragan du 14 novembre 1854, cause de la perte du *Henri IV* sur les côtes de Crimée, qui determina *Le Verrier* à étudier les tempètes au moyen de cartes synoptiques. De même un désastre aussi terrible a été nécessaire pour que les météorologistes aient commencé à étudier sérieusement les grains. Le 24 mars 1878 la frégate anglaise, l'*Eurydice,* revenait d'un long voyage. A 3^h 45^m du soir elle passa devant Ventnor dans l'île de Wight toutes voiles tendues sous une brise faible de l'W. Elle avait déjà échangé des signaux avec la station maritime de Portsmouth, et une foule de parents et d'amis des marins attendait son arrivée sur les quais. A ce moment une paroi obscure de nuages s'approcha rapidement du NW. Subitement un coup de vent accompagné d'une averse de neige survint avec la force d'un ouragan. Il ne dura que quelques minutes. Le beau temps revenait, mais la frégate avait disparu. Elle avait sombré sous voiles avec tout l'équipage. Ce sinistre détermina *Clement Ley* à étudier le phénomène qui l'avait causé. Evidemment il ne s'agit pas d'un cyclone. Le

phénomène eut l'apparence d'une longue paroi surmontée de sommets de Cumulo-Nimbus garnis en haut de faux-Cirrus qui s'approchait à grande vitesse du NW. Après son passage on vit la même longue paroi continuer sa route vers le SE. *Clement Ley* distribua une circulaire contenant des questions appropiées à un grand nombre de personnes dans toutes les parties de l'Angleterre et obtint beaucoup de réponses grâce à l'intérêt général du public.

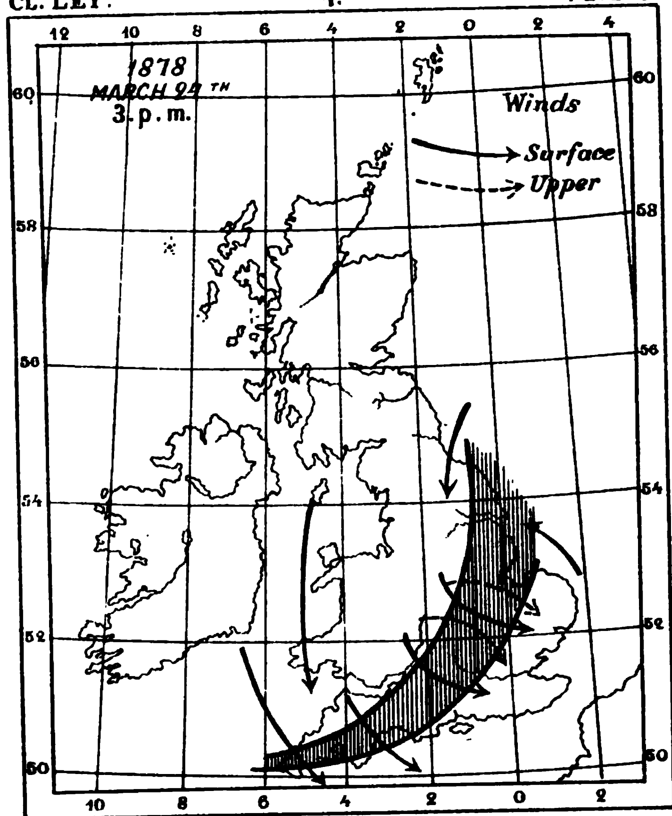
Les résultats de ses recherches sont les suivantes.(1) A 8^h du matin une basse pression régnait sur la Mer du Nord et la Suède amenant sur l'Angleterre un beau temps avec des vents faibles du NW ou de l'W. A 10^h du matin le ruban de grain entra du NW sur la partie la plus boréale du pays. En tirant des lignes isochrones pour le commencement et la fin de la tempête de neige, il constata que le grain avait la forme d'une faucille qui traversait l'Angleterre du NW an SE. A 3^h 45^m d. s. le bord antérieur atteignait Portsmouth, á 5^h il s'étendait de Brighton à Jersey au dessus de la Manche et á 6^h le phénomène disparaissait en continuant sa route au dessus de la mer vers la France et la Belgique.

A chaque station le vent faiblit et devenait plus méridional immédiatement avant l'irruption subite du coup de vent du NW accompagné de neige. La Pl. 56 hors texte fig. 1 fait voir la forme et la situation de la faucille de grain à 3^h d. s. Les flèches pleines indiquent les vents inférieurs et les pointillées la marche des nuages supérieurs, les faux-Cirrus.

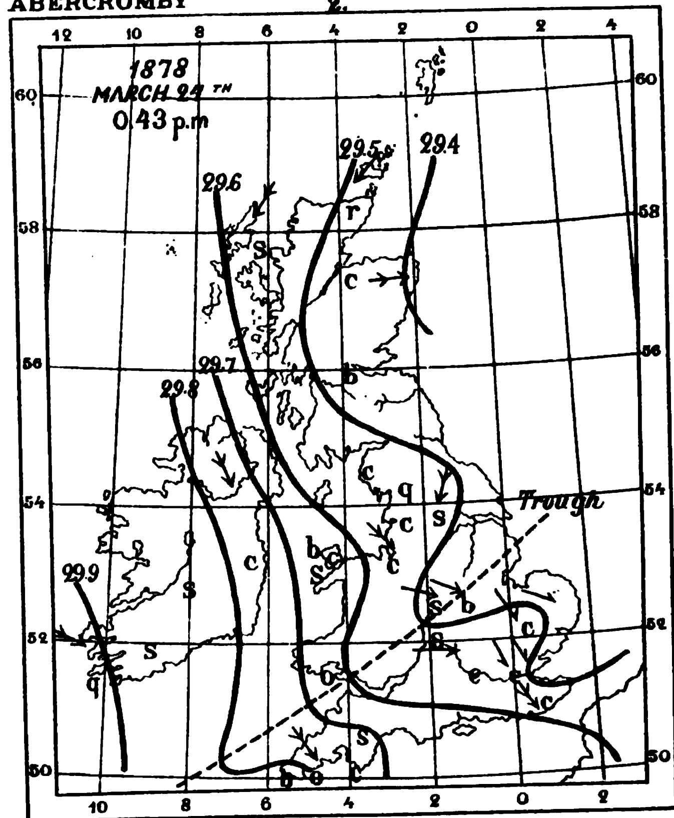
La Pl. 55, fig. 3. nous montre les diagrammes barométriques et thermométriques des enregistreurs à Falmouth et à Kew. L'allure des courbes ressemble tout à fait á celle des courbes pendant un orage. On voit le petit crochet sur la courbe barométrique et la baisse considérable et brusque de la température. Cependant ce grain n'était pas accompagné d'orage et la température assez basse descendit au dessous de 0^0 C. à Kew.

Ces recherches ont été complétées plus tard par *Ralph Abercromby.* En novembre 1882 il communiqua à la Société Roy.

(1) The Enrydice Squall. Symons's Monthly Meteorological Magazine, April 1878.



ABERCROMBY 2.



météorologique de Londres ses recherches sur les sept formes typiques des isobares, (1) dont nous avons donné plus haut, p. 188, une représentation schématique d'après son traité de météorologie, *Weather*. Un de ces types, c'est une anse des isobares en forme de V, nommé simplement par lui »un V». Nous savons que les orages accompagnent souvent ces anses. *Abercromby* avait trouvé que les bandes de grains les accompagnent aussi et éclatent le long de la vallée, ou thalweg, *(Trough)* d'un tel »V». Pour le constater de plus près il a discuté de nouveau le celèbre »Grain de l'Eurydice». (2)

Il a discuté aussi complètement que possible la situation météorologique du 24 mars 1878 et celles des jours précédents en employant tous les documents publiés et aussi tous ceux concernant le grain, qui furent gracieusement mis à sa disposition par *Clement Ley*. Nous donnons ici Pl. 56, fig. 2 la carte synoptique du 24 mars à 0^h 43^m du soir. On voit que la dépression sur la Mer du Nord est entourée d'isobares qui forment une anse très marquée, — »un V» —, à travers toute l'Angleterre du NE au SW. Le »*Trough*», ou thalweg, de cette anse est courbée en faucille. Il constata que ce »V» traversa toute l'Angleterre du NW au SE; Sa vitesse le long des côtes orientales était de 13 miles (21 km.) à l'heure, mais le long des côtes occidentales de 50 miles (80,5 km.) à l'heure. Ainsi la ligne de la plus basse pression tournait comme le rayon d'une roue autour d'un point situé dans les environs du cap Skagen en Danemark. *La bande de grain coïncidait avec cette ligne.* La longeur de cette bande ou faucille de grain était sur l'Angleterre de plus de 640 km., mais la largeur du grain fort n'était selon *Abercromby* que de 1,5—5 km.

En 1883 M. *G. Hinrichs* en Amérique a decrit les grains *(Squalls)* dans l'État Iowa. (3) Ils arrivent souvent dans ce pays pendant une chaleur prolongée avec des vents faibles du S ou du SW. Alors on voit subitement au NW une longue série d'immenses

(1) On certain types of British Weather. — Quart. Journ. of the Roy. Met. Soc. T. IX. p. 1.

(2) On the origin and course of the squall which capsized H. M. S. Eurydice. — Quart. Journ. of the Roy. Met. Soc. T. X. 1884. p. 172.

(3) Notes on Cloudformes and the Climate of Iowa. — Central Station I. W. S., 1883.

Cumulo-Nimbus. Ils s'approchent rapidement amenant un vent violent du NW accompagné d'une forte averse de pluie. Cette tempête ne dure pas longtemps. La bande de Cumulo-Nimbus passe vers le SE et le beau temps revient avec le vent faible du S. Pendant le passage du grain le baromètre monte brusquement un peu et la température baisse considérablement. M. *Hinrichs* donne deux cartes avec les isochrones des grains du 31 juillet 1877 et du 28 juin 1881. Toutes deux font voir que les bandes de grain *(storm fronts)* étaient courbées en faucille, le bord convexe étant tourné dans la direction vers laquelle marchait le grain c'est à dire vers le SE. Dans les parties où l'averse est la plus forte — généralement au milieu de la bande — elle est ordinairement accompagnée d'orages. —

Le 9 août 1881 un grain violent éclata sur l'Allemagne accompagné d'orages et de coups de vent terribles. Ce phénomène fut étudié avec beaucoup de soin par M. *Köppen.*(1) A 8^h du matin une dépression (744) mm. existait sur la Mer du Nord. De là s'étendait un satellite en forme d'anse, ou de »V», qui se déplaça pendant la journée depuis les Pays Bas jusqu'à la frontière de la Russie en s'étendant du Danemark au N jusqu'aux Alpes au S. Quand le »V» avec sa ligne de grain approchait, le baromètre baissait un peu pour remonter brusquement à la manière ordinaire au moment où l'ouragan, l'orage et l'averse de pluie ou de grêle éclatèront à la fois amenant une baisse considérable et subite de la température. (Pl. 57). La ligne de grain passa sur plusieurs stations munies d'enrégistreurs dont les courbes barométriques donnaient toujours une baisse faible suivi d'un »crochet d'orage». M. *Köppen* a pu au moyen de ces courbes dessiner pour 2^h du soir les variations simultanées de la pression de l'air le long de deux lignes entre la Hollande et la frontière orientale allemande (Pl. 55 fig. 4). La Pl. 58 donne les isothermes à la même heure. La bande noire indique la région sur la quelle sévissent des coups de vent de la force d'un ouragan. C'est la ligne de grain. Sur plusieurs points de cette bande il y avait des orages. La température est très élevée à l'est de la

(1) Der Gewittersturm vom 9 August 1881. Ann. d. Hydrographie u. marit. Meteorologie. 1882.

2 4

Die Pfeile fliegen mit
Befiederung derselben
stärke in halber Beaufo
leiser Zug, ═ Orkan), da
der Pfeile die Bewölkung: ○
bed., ◐ ¾ bed., ● bedeckt. • be
Hagel, ☈ Gewitter. Mit T
stationen bezeichnet, an
Gewitter aufgezeichnet i

54

747½

52

750

752½

50

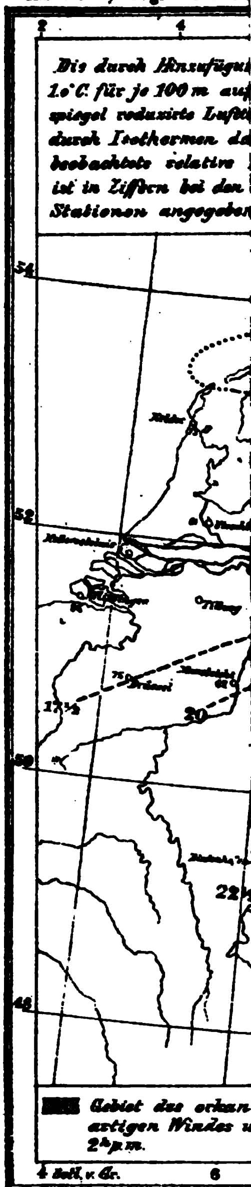
48

Gewitter-Gebilde un
Gebiet, auf welch
schen 2h9 und 2h
zeit Gewitter ausbr

4 östl. v. Gr. 6

LUFTTEMP

Annal. d. Hydrogr. &c. 188



ligne de grain. Le long de cette ligne les isothermes sont fortement serrées, indiquant une baisse considérable. A l'ouest la température reste beacoup plus basse qu'avant le passage du grain. Cette baisse de la température était la plus grande et la plus rapide au points où la grêle était la plus violente. Elle atteignit quelquefois des gradients de température énormes. Ainsi p. ex. à 2^h du soir la température à Neustadt était de $+ 26^0,1$ et à 39 km. vers l'ouest à Segeberg de $+ 14,6$, soit une différence de $11^0,5$ pour cette petite distance.

La vitesse moyenne de la ligne de grain de l'W à l'E était de 16—24 mètres par seconde, (60—90 km. par heure), mais la vitesse du vent dans le grain était de 30—40 m. p. séc.

Les recherches les plus importantes sur les grains sont celles qu'a faites se en France M. *Durand-Gréville*. Il a étudié avec le plus grand soin le grain du 27 août 1890, peut être un des plus violents qui ait jamais sèvi sur l'Europe. (1)

La Pl. 59 hors texte représente d'après lui la distribution de la pression sur l'Europe occidentale à 9^h du soir. Il a pu utiliser non seulement les observations ordinaires mais aussi 54 barogrammes. De cette manière il a pu tracer les isobares pour chaque millimètre. Un centre de basses pressions (moins de 744 mm.) existe alors sur la Mer du 'Nord. Les isobares, au lieu de présenter une allure régulière, dessinent toutes, au sud du centre, un angle aigu très net, saillant vers le sud, en forme de V. Les pointes de ces isobares tournées vers le bas se trouvent sur une ligne sinueuse, indiquée en trait interrompus sur la figure, et qui, partant à peu près de l'embouchure de l'Elbe, traverse toute l'Europe centrale en présentant sa convexité vers l'est et se termine aux environs de la chaîne principale des Alpes, un peu à l'est de la vallée de Rhin.

Cette ligne sinueuse est précisément la *ligne de grain;* en tous ces points le coup de vent caractéristique a débuté exactement à 9^h du soir. La pression de l'air augmente três rapidement à gauche de cette ligne; si donc tout le système des isobares se déplace vers l'est, avec une vitesse à peu près uni-

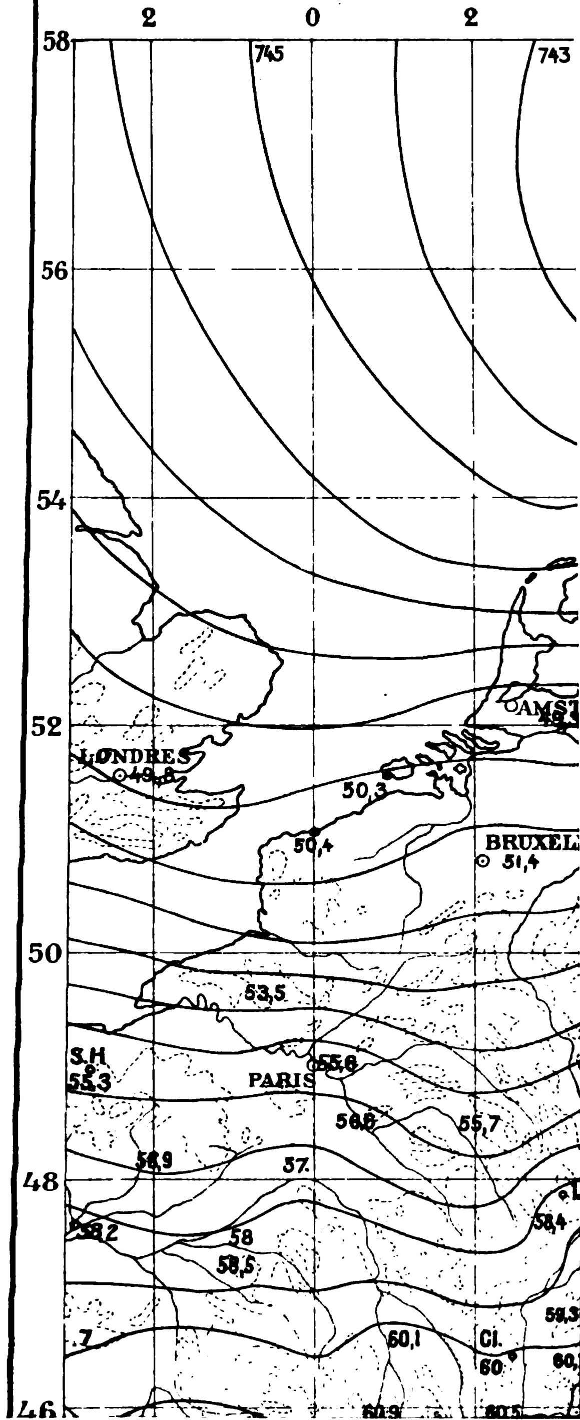
(1) Les grains et les orages. — Annales du Bureau centr. météor. de France 1892 T. I.

forme, une fois que la ligne de grain aura passé sur un point, le baromètre montera très rapidement et indiquera un crochet d'orage. C'est ce qu'on voit en effet sur tous les tracés des baromètres enregistreurs publiés par M. *Durand-Gréville.*

La propagation régulière du grain vers l'est est mise nettement en évidence par la Fig. 33 où l'on a représenté les positions successives occupées par la ligne de grain à chaque heure; la ligne de grain à traversé toute l'Europe centrale, de l'Océan Atlantique à la Russie, avec une vitesse moyenne de 18^m par seconde (65 km par heure), ou à peu prés avec la même vitesse que dans le grain du 9 août 1881, étudiée par M. *Köppen.* Il est remarquable que la ligne de grain s'arrête au versant septentrional des Alpes et ne se prolonge pas dans la haute Italie; par exemple, les Observatoires de Turin et de Milan n'ont signalé aucun phénomène particulier; l'arrêt de la ligne de grain sur les Alpes est donc un fait positif et ne provient pas simplement d'une lacune dans les observations. Le 28 au matin, la ligne de grain avec la tempête violente se trouvait sur la Baltique, mettant un steamer en grand péril près de Visby (île de Gotland). Dans le courant de la journée du 28, il continuaît sa marche, avec un vent si impétueux, qu'il refoulait vers l'Est les eaux du golfe de Finlande et provoquait une forte inondation à Saint-Pétersbourg en arrêtant la cours des eaux de la Néva.

Nous signalerons encore un point; c'est l'existence *d'un petit minimum secondaire* que la carte des isobares de 9^h du soir montre an nord-ouest de Magdebourg. Ce minimum à escorté la ligne de grain *toute la journée.* Ce minimum amenait un vent violent au sud de son centre, à Magdebourg et le lendemain matin à Visby, mais au nord du centre, à Hambourg le 27 et à Upsal le 28, les observations du vent mentionnent un calme presque parfait. Du reste, sur le passage de l'étroite portion du thalweg qui relie le centre de la grande dépression avec ce petit minimum secondaire, la vitesse du vent, sans devenir toujours nulle, a partout nettement diminué.

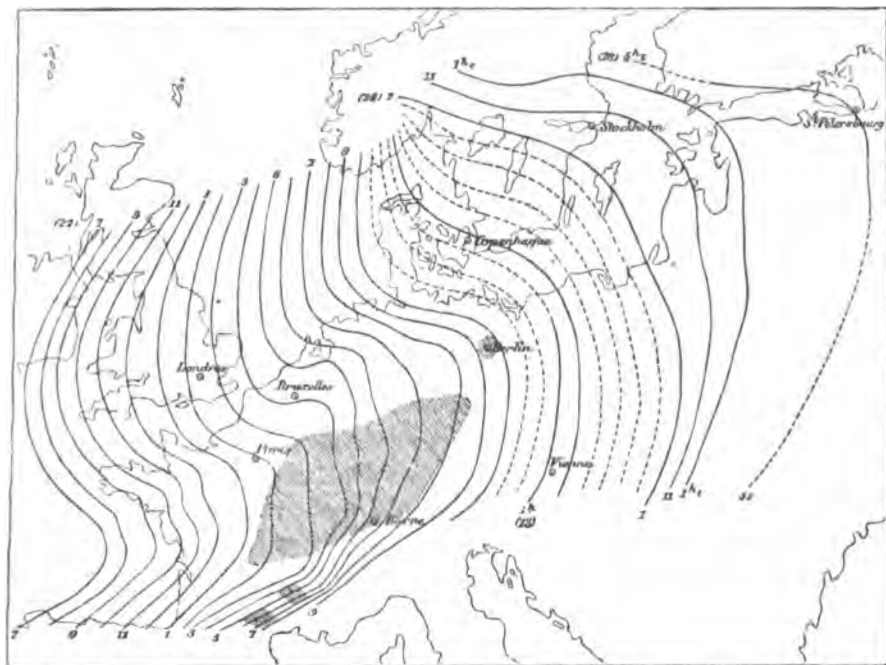
Quant au vent, il soufflait du sud-ouest avant le grain; de l'ouest ou nord-ouest, selon les stations, au moment de la plus grande violence du vent. Il revenait graduellement en arrière après le grain.



745
743
LONDRES
49,8
50,3
50,4
BRUXEL
51,4
53,5
S.H
55,3
PARIS
55,6
56,6
55,7
58,9
57
58,2
58
58,5
58,4
60,1
60

Les phénoménes de pluie et d'orage produits par le passage de la ligne de grain ont beaucoup varié d'un lieu à un autre et sont loin d'avoir été proportionels à la hauteur du ressaut. Les conditions locales, une température élevée et beaucoup d'humidité »la préparation atmosphérique», signalée depuis 1864 par *Marié-Davy*, faisant défaut, in n'y a pas d'orage, et le grain seul a continuè sa course sous forme de tempète. Cette fois

Fig. 33.



l'orage n'a existé nulle part avant 1^h du soir, ni après $9^h\ 40^m$ du soir. Dans cet intervalle de temps, il a sévi sur une large bande, ses isochrones ayant au moins 400 km. de longueur; mais au nord et au sud de cette bande (ombrée sur la Fig. 33) et sur beaucoup de points dans son intérieur, il y a eu seulement du vent de tempête avec ou sans pluie.

Quant aux averses, accompagnant le coup de vent le long de la ligne de grain, leur distribution à éte très irrégulière. La

précipitation d'eau à varié de 40 mm. en 40 minutes à 0 aux différentes stations. *L'averse est donc bien une suite secondaire du grain, moins secondaire toutefois et plus fréquente que l'orage.*

Or, c'est à l'existonce de ces grains que sont liés les orages de dépression d'été et une partie de ceux d'hiver. (Les orages d'hiver sont en général, comme nous l'avons vu plus haut, des orages orographiques éclatant sur le versant ouest des pentes abruptes des montagnes de l'Écosse où de la Norvège). Dans les stations où l'on observe un orage, celui-ci débute toujours au moment du passage de la ligne du grain. Mais, là encore, les manifestations électriques ne sont que des effets secondaires et non la cause du phénomène; elles ne se montrent que dans certaines régions où les conditions de température et d'humidité sont convenables pour produire une condensation abondante et rapide. Si ces conditions font défaut, on aura seulement un grain sans pluie, ni tonnerre; enfin quand il y a orage, les régions où l'on en observe ne forment q'une fraction assez faible de la surface totale balayée par le grain. On comprend ainsi pourquoi les orages de dépression sont, en grande majorité, régis par les mêmes lois de periodicité que les orages de chaleur; comme eux, ils se produisent de préférence aux heures les plus chaudes de la journée, présentant les conditions convenables de température et d'humidité pour qu'un orage éclate sur la ligne de grain. L'orage est donc, selon M. *Durand-Gréville,* une unité très complexe, formée d'éléments qu'on peut ranger en série par ordre de fixité décroissante. Le grain n'est autre chose que cette unité dont on aurait retranché les phénomènes électriques et souvent même la pluie. L'orage est un *grain orageux.*

Une fois admis que l'orage et le grain sont la même chose, sauf une différence secondaire, — la présence ou l'absence des phénomènes électriques, — on se rendra mieux compte de la réalité. Le grain comblera les lacunes apparentes laissées entre les points frappés par l'orage: pour mieux dire, le grain sera le phénomène continu, auquel s'ajouteront sur des points parfois nombreux, mais isolés, l'averse, la grêle, l'éclair et le tonnerre. Les isochrones de grain serviront d'armature au réseau plus capricieux des isochrones d'orage (isobrontes); souvent, au delà des extrémités de celles-ci, l'observation des instruments enrégistreurs

montrera que les isochrones de grain s'étendent beaucoup plus loin et vont même se raccorder avec un autre groupe d'isobrontes qu'on aurait pu croire indépendant. De même, dans le sens de la propagation, si une isobronte manque, on ne sera pas tenté d'admettre que la suivante appartient à »une antre dépression orageuse»; on trouvera sûrement, à l'endroit voulu, l'isochrone de grain que l'absence d'éclairs, de tonnerre et même de pluie aurait jadis laissé inaperçue.

On doit remarquer que l'isochrone de grain et d'orage, sans être ordinairement tout à fait rectiligne (elle a même souvent une certaine forme de faucille avec la convexité du coté vers lequel elle se dirige), est orientée assez exactement vers le centre de la dépression qui la produit, et cela pendant toute la durée de sa propagation: qu'elle fait, par conséquent, partie d'un rayon de ce grand cercle; quelle se propage avec la vitesse même, parfois très grande, parfois presque nulle, du centre de la dépression. Le rayon peut aussi tourner autour du centre de dépression sans que ce dernier marche.

MM. *Mohn, Plumadon* et d'autres ont signalé la discordance qui existe souvent entre le sens de la propagation et la direction du vent des orages, mais cette discordance s'explique facilement. En effet, si la trajectoire était dirigée vers l'est, pendant que le rayon de grain est dirigé vers le sud, toutes les directions seraient parallèles on perpendiculaires les unes aux autres. Mais, aussitôt que le rayon est oblique à la trajectoire, le vent du grain, qui reste tonjours perpendiculaire au rayon, devient oblique à la trajectoire et fait avec elle un certain angle.

L'observation montre du reste *qu'une seule et même dépression peut avoir deux on trois rayons de grains* qui passent sur un lien donné à plusieurs heures d'intervalle, chacun éveillant son groupe d'orages et faisant subir à la pression barométrique son ressaut particulier.

Nous avons indiqué plus haut (p. 189) que les »southerly bursters» en Australie sont aussi de vrais grains formés dans les »V» renversés qui séparent souvent les anticyclones qui passent en séries presque continuelles au dessus de ce pays.(1)

(1) Voir aussi: Durand-Gréville: Les Grains et les Burster d'Australie. — Ann. des Bureau Centr. Météor. de France. I. 1895.

Le mécanisme d'un grain est très difficile a étudier et les opinions sur ce qui a lieu pendant le passage d'un grain sont naturellement très divergentes. Évidemment il faut que le baromètre ait une tendance à baisser au dessus d'une partie de la terre fortement échauffée. Si cela a lieu au dessus du continent et, si une dépression existe en même temps sur la Mer du Nord, on comprend facilement que les isobares devont s'abaisser vers le sud et embrasser la partie surchauffée en forme d'anse. Dans la partie orientale de cette anse il règne des vents chauds du sud ou de l'est; dans la partie postérieure au contraire il y a des vents du nord ou du NW plus froids. Ainsi le long du thalweg il y a une ligne séparant un atmosphére chaude et humide d'une atmosphère relativement froide. Si la différence de température est assez grande il doit nécessairement s'y developper un gradient dirigé de l'ouest à l'est. Mais la chaleur dans la partie antérieure, très grande près du sol surchauffé, diminue rapidemment avec la hauteur. Or, il y a aussi un gradient vertical considérable.(1) En effet, quand un grain se développe, la température décroit si vite avec la hauteur que l'équilibre devient instable. L'air chaud et humide forme un courant ascendant, probablement incliné en avant, donnant naissance à un *Cumulo-Nimbus,* surmonté ordinairement d'une couche de faux-Cirrus, formant un éventail incliné en avant, indiquant ainsi la direction du courant ascendant. La hauteur du Cumulo-Nimbus est très variable. Selon les mesures faites en plusieurs observatoires pendant »l'année des nuages«, 1896—97, la hauteur moyenne de sa base était aux différents observatoires 1500 à 2500 m. et de son sommet au nord de l'Europe environ 4000 m, à Trappes près Paris 6000 m. et à Blue Hill près Boston 9000 m. Les hauteurs maxima des sommets atteignaient de 9 à 10 km. et une fois on a trouvé à Blue Hill la hauteur considérable de 13882 m. Au dessus du Cumulo-Nimbus, en avant et assez bas, flottent des *Fracto-Nimbus,* lambeaux de nuages gris, qui sont le premier degré de la condensation. Plus loin sous le Cumulo-Nimbus il y a une zône de vents descendants avec ou sans pluie, soufflant en coups de vents forts

(1) Voir: Köppen: Der Gewittersturm vom 9 August 1881. — Ann. d. Hydr. und Marit. Meteor. 1882, et R. Assmann: Zur Mechanik des Gewitters und der Gewittersturm vom 7 August 1898 bei Köln. — Das Wetter. Sept. 1898.

presque perpendiculairement aux isobares. C'est le coup de vent du grain, ordinairement du NW, accompagné d'une hausse rapide du baromètre. Cette descente de l'air et l'augmentation corrélative de pression s'expliquent en première ligne par des gradients horizontaux et verticaux indiqués plus haut. Mais il y a d'autres causes qui doivent contribuer à ces phénomènes. M. *Mascart* dit dans son mèmoire cité plus haut. (1) »La cause de ces changements rapides de pression, paraît très simple. Dans les circonstances que j'ai indiquées, l'état hygrométrique de l'air n'est pas très élevé. La pluie qui tombe d'un nuage, traversant un espace non saturé, s'évapore en partie, et cette *vapeur développée sur place* donne lieu a un accroissement local de la pression, accroissement très faible en général, mais qui peut dans certaines pluies d'orages, atteindro 2 mm. de mercure. L'influence d'une quantité de vapeur produite brusquement en un point, suffit pour amener une faible variation.»

M. *Köppen* a indiqué simultanément(2) une autre cause, c'est *l'entraînement mécanique de l'air par les gouttes de pluie* qui tombent en grande quantité et avec une grande vitesse. »Une pluie de 10 mm.», dit-il, »qui donne 10 kg. sur le m^2 et qui tombe d'une hauteur de 700 m. n'arrive pas au sol avec la vitesse de $\sqrt{2 \times 9{,}8 \times 700} = 117$ m., mais seulement avec une vitesse de 10 m. Au lieu d'un travail de 7000 kgm. il n'en reste que (10×100): $(9{,}8 \times 2) = 504$ kgm. Ainsi la pluie a dépensé 6496 kgm., employés principalement a l'augmentation de la vitesse de l'air».

M. *Angot* s'exprime de la manière suivante: (3) »La descente de l'air dans les grains est probablement en grande partie *un effet de réaction* lié au mouvement ascendant rapide de l'air à la partie antérieure, mouvement ascendant qui est indispensable pour la formation du Cumulo-Nimbus orageux. La condensation de la vapeur d'eau a pour effet de maintenir la colonne d'air ascendant à une température beaucoup plus élevée que s'il n'y avait pas de condensation; malgré la contraction qui devait cor-

(1) Journal de Physique 1879, p. 329—336.

(2) Beiträge zur Kentniss der Böen und Gewitterstürme. — Ann. d. Hydr. u. Marit. Meteorol. 1879, p. 324—335.

(3) Alfred Angot: Traité élémentaire de météorologie. Paris 1899, p. 347.

respondre à la quantité d'eau qui s'est liquifié, le résultat final est une augmentation de volume; cette augmentation de volume se traduit par une compression de l'air au dessous du nuage, ce qui peut expliquer en partie la hausse du baromètre et le coup de vent caractéristique du grain. Quelquefois on observe le coup de vent sur toute la périphérie du nuage orageux; le plus souvent il ne se produit qu'à l'avant, dans le sens même de la propagation du grain; les deux effets s'ajoutent alors, le coup de vent est d'autant plus violent que la vitesse de translation du grain est plus grande.»

Avant et en arrière du grain, la direction du vent suit les lois ordinaires; elle est inclinée sur la droite du gradient (hémisphère nord) et fait un angle assez petit avec les isobares. Au moment du grain, au contraire, le vent est presque perpendiculaire aux isobares. La déviation du vent sur le gradient étant produite par la rotation de la terre, on conçoit que cet effet soit moins appréciable sur un coup de vent brusque, de courte durée et qui ne souffle que dans une bande très étroite, de quelqne kilomètres au plus.

Comment expliquer la basse température dans le vent descendant du grain? Quand de l'air descend, il devrait par la compression se réchauffer d'environ 1° pour 100 m. Mais dans le grain l'air descendant est mélangé de gouttes de pluie ou même de grêle qui le refroidissent, à la fois parcequ'elles ont elles — mêmes une basse température et parce qu'elles s'évaporent en fondant. On comprend ainsi la baisse considérable et subite de la température pendant une averse ou une chûte de grêle. M. *Köppen* a remarqué que l'air descendant rapidement n'est pas saturé complètement de vapeur d'eau, l'humidité relative ne dépassant pas 90°. A cause de cela les gouttelettes les plus petites s'évaporent complètement, tandis que les grosses sont seulement un peu diminuées. Or, les averses orageuses sont composées surtout de grandes gouttes assez espacées. Cela explique qu'une telle averse est ordinairement plus transparente qu'une pluie ordinaire, composée d'un plus grand nombre de gouttes beacoup plus petites. (1)

(1) Der Gewittersturm vom 9 August 1881. Ann. d. Hydr. u. Marit. Meteorol. 1882, p. 732.

Le plus difficile à constater, c'est ce qui a lieu entre les deux courants ascendant et descendant, surtout quand le vent du grain à une vitesse plus grande que celle de la propagation du grain qui a lieu sensiblement dans la même direction. Nous ignorons la hauteur verticale du vent descendant. Par des cosidérations théoriques M. *Köppen* a montré que probablement le gradient horizontal est nul dès la hauteur de 600 m. environ. En tout cas il semble probable que le coup de vent violent du grain a peu de profondeur. A la rencontre du sol et de la couche d'air relativement en repos avant la ligne de grain il se forme des remous qui donnent naissance à ces tourbillons de vent et de poussière que l'on observe le plus souvent juste avant l'orage.

Mais entre les deux courants ascendant et descendant il se produit problement souvent des mouvements tourbillonnaires s'effectuant tout autour d'un axe sensiblement horizontal. Selon M. *Möller*(1) ces tourbillons se forment toujours. Il admet que l'air dans le coup de vent du grain, arrèté par la friction avec le sol et par la resistance de l'air, est successivement soulevé par l'air nouveau qui descend dans le grain se déplacant dans la même direction. Ainsi, l'air qui est descendu d'une certaine hauteur serait de nouveau soulevé à cette hauteur pour recommencer une nouvelle circulation. Ainsi une masse d'air pourrait circuler plusieurs fois en se refroidissant de plus en plus, en descendant de la manière indiquée plus haut, en montant par l'augmentation de volume. Un grain de grêle croîtra continuellement quand il serait mené par ce tourbillon tantôt dans les couches supérieures, où il serait couvert d'une couche nouvelle d'eau en surfusion, tautôt dans les couches inférieures, où cette couche se transformerait en glace. Il semble que cette théorie soit admise généralement en Allemagne, où l'on considère les grains et les orages comme des tourbillons à axes horizontaux. Cependant, il est difficile à comprendre le système de refroidissement d'une masse qui monte et qui descend. En montant elle se refroidit par détente, en descendant elle ne peut se refroidir qu'en évaporant les grêlons ou la pluie, mais elle doit se saturer très

(1) M. Möller: Untersuchung über die Lufttemperatur und Luftbewegung in einer Böe. — Met. Zeitschr. Berlin 1884. p. 230.

vite si elle remonte et alors elle retrouve par la condensation sur les grêlons la chaleur qu'elle a perdu en descendant et il n'y a aucun refroidissement final.

Quoi qu'il en soit, il est évident qu'on a besoin encore de beaucoup d'observations pour savoir exactement ce qui ce passe actuellement dans l'intérieur de ces phénomènes aussi grandioses que compliqués. Mais ces observations sont très difficiles. Il faut que l'on dispose, dans une région limitée, d'un grand nombre d'instruments enrégistreurs; il faut qu'on lance des instruments enrégistreurs avec des cerf-volants ou des ballons vers les régions supérieures, ce qui est évidemment très difficile pendant un orage: il faut enfin photographier successivement à peu d'intervalles la formation et les transformations des nuages orageux. Mais la solution de ce problème doit certainement conduire à des résultats du plus grand intérêt pour notre connaissance de la mécanique de l'atmosphère.

CHAPITRE VI.

Trombes et Tornades.

Les tourbillons d'un petit diamètre se divisent en trombes et tornades, les trombes ayant un diamètre très petit, de quelques mètres à quelques centaines de mêtres tout au·plus, tandis que celui des tornades a souvent une longueur de quelque kilomètres. Ici il n'y a pourtant pas une limite bien tranchée entre ces deux espèces de tourbillons. En effet, il y a des tourbillons de toute grandeur depuis les petits tourbillons de poussière inoffensifs qui s'élèvent sur nos routes jusqu'aux tornades épouventables qui vont renverser des forêts et des villes. Cependant on peut dire qu'une trombe est un tourbillon dont la hauteur est plus grande que le diamètre.

Les trombes sont connues depuis des temps immémoriaux. Quand une trombe a passé par les grandes forêts épaisses de sapins des pays Scandinaves et, en abattant les arbres, y a formé une percée régulière très longue, les paysans d'autrefois disaient que le terrible cortège des anciens dieux d'Åsgård *(»Åsgårdsrejen»)* avait passé en furie.

Nous n'avons pas besoin de nous étrendre sur l'apparence des trombes bien connue de tous les météorologistes. Dans son *Traité de météorologie* de 1774, p. 35. *Cotte* en donne la description suivante: »Il arrive, rarement sur terre, mais très souvent en mer, qu'on aperçoit un amas de vapeurs semblables à une grosse nuée, qui s'allonge de haut en bas en partant d'une nuée, ou qui s'élève de bas en haut en allant joindre la nuée qui est au-dessus, et qui forme une colonne plus large par le haut que par le bas. Cette colonne fait entendre autour d'elle

un bruit semblable à celui d'une mer agitée; elle jette souvent autour d'elle beaucoup de pluie et de grêle, quelquefois même il en sort des éclairs et des coups de tonnerre, et ce terrible phénomène est capable de renverser les vaisseaux, les maisons, les arbres et tout ce qui se trouve sur son passage. Les marins le connaissent sons le nom de *Trombe»*.... Des observations bien faites nous apprennent que la trombe est en rotation rapide, que l'extrémité du cône s'allonge ou se racourcit suivant les localités et qu'il balance et ondule, saute d'un lieu à l'autre, d'un bouquet d'arbres á un autre. Ces oscillations en tous sens sont quelquefois si prononcées, que les témoins la comparèrent à une immense trompe d'éléphant, lorsque cet animal cherche sa nourriture, pressant la terre dans un point, puis sautant à un autre, ou se balancant entre eux. Quelquefois au centre on voit un canal transparent. Comme *Cotte* l'a indiqué, ou a distingué autrefois entre trombes descendantes et trombes ascendantes. Remarquons cependant déjà, que ce qu'on voit n'est pas la trombe elle-même, mais la vapeur condensée dans son intérieur ou les poussières et les débris qu'elle a soulevé et entraine avec elle. Il ne parait pas difficile de concevoir comment par une condensation successive de la partie supérieure, la trombe paraît descendre du nuage, quoique l'air dont elle est composée s'élève continuellement. Ainsi le mouvement descendant n'est qu'apparent.

Nous ne discuterons pas ici les théories anciennes très variées sur la formation des trombes. Les explications des trombes par »une espèce d'éolipile qu'on pourrait concevoir dans les nues», ou par »quelques éruptions de vapeurs souteraines, ou mêmes des volcans» en supposant »que des matières bitumineuses et inflammables, qui s'amassent en des lieux souterrains, penvent produire ces phénomènes», sont évidemment des hypothèses tout à fait impossible. Mais, nous nous occuperons non plus des théories électriques. Depuis *Beccaria* (1753) et *Brisson* (1767) elles ont été développées par un grand nombre de savants, et après le travail classique de *Ath. Pcltier*,(1) elles dominaient pendant longtemps. Cependant nous verrons, comme nous l'avons vu en

(1) Météorologie. Observations et recherches expérimentales sur les causes qui concourent à la formation des trombes. — Paris 1840.

traîtant des grains, que les phénomènes électriques, quoique souvent très forts, *n'accompagnent pas toujours les trombes en faisant quelquefois tout à fait défaut.*

Dans *l'Histoire de l'Académie Roy. des Sciences,* 1727, p. 6, on trouve une description d'une trombe à Béziers le 21 août 1727. M. *Andoque* y emet l'opinion que »les tourbillons doivent se former dans l'air comme il s'en forme dans les mers»; C'est à dire l'eau tranquille, située entre deux courants opposés, doit se mettre en rotation »comme une roue horizontale en repos frappée selon une tangente.».... »L'eau de la surface supérieure, qui n'est chargée de rien, a plus de facilité à torbillonner que l'eau inférieure chargée de la supérieure, et de là le tourbillon total doit prendre la figure d'un cône dont la base soit en haut».

Les idées d'*Andoque* ont été acceptées par le celèbre météorologiste *Kämtz.* Il s'exprime ainsi:(1) »Ces tourbillons ont la plus grande analogie avec ceux que l'on observe lorsque deux courants d'eau coulent l'un à coté de l'autre avec une vitesse différente. Par un vent faible on observe souvent de petites trombes près d'une maison ou d'un antre objet isolé. L'air étant tranquille dans un point et agité non loin de là, les particules qui se trouvent sur la limite sont soumises à plusieurs forces. Imaginons une ligne horizontale perpendiculaire au plan de séparation; parmi les particules situées sur cette ligne il en est qui sont tout à fait immobiles, tandis que d'autres sont entraînées par le vent avec une certaine rapidité. Toutefois il y a quelques transitions entre la dernière molécule immobile et celle qui est animée de la même vitesse que le vent: de là des tourbillons qui sont en partie entraînés par le vent dominant. On reconnaît ces tourbillons parcequ'ils enlèvent à plusieurs mètres de hauteur des corps légers, tels que la poussière, des fenilles d'arbre, de la paille. Les trombes sont des phénomènes analogues sur une plus grande échelle»....

Il est vrai qu'on voit souvent de petits tourbillons se former de cette manière, mais on ne peut guère supposer que les trombes soient en général des tourbillons dus à des vents opposés, car elles se forment souvent dans un air tranquille.

(1) Cours complet de météorologie. Paris 1843. p. 392.

Dans une lettre au Docteur *Perkins* du 4 février 1753 *Franklin* exposait une idée plus féconde.(1) »Supposons», dit-il, »une espace de terre ou de mer, peutêtre de 60 milles en carré, ou l'on n'ait ni apperçu aucun nuage, ni senti aucun vent pendant une grande partie d'un jour d'été, ou, ce qui est possible, pendant plusieurs jours de suite, jusqu' à ce que toute cette étendue soit violemment échauffée, aussi bien que la région inférieure de l'air attenant; de sorte que cette couche inférieure d'air devienne specifiquement plus légère que la couche immédiatement supérieure de l'atmosphère où flottent communément les nuages. Suppossons encore que la couche d'air étendue au-dessus de cette espace n'ait pas éte fort échauffée pendant ce temps, et qu'elle soit restée conséquemment plus pésante. Il me semble qu'il s'en suit de là que l'air échauffé, et d'autant plus léger, étant pressé de tous cotés, doit s'élever, et que le plus pésant doit descendre, et comme cette élevation ne peut pas avoir lieu dans toutes les parties, ou dans toute l'aire de ce vaste espace à la fois, parceque cela laisserait un vide d'une trop grande étendue, c'est précisément la colonne qui se trouve la plus légère et la plus rarefiée, qui doit commencer à s'élever la première, et l'air chaud affluant horizontalement de tous les points à cette colonne, leurs courants divers s'y rencontrant et se réunissant pour s'élever, formeront naturellement un tourbillon, de même qu'il s'en forme un dans un tube plein d'eau par la fluide descendant qui accourt de tous les cotés du tube vers le trou qui perce le centre».

»Et comme tous les courants divers arrivent à cette colonne qui s'élève au centre avec une force considérable de mouvement horizontale, qu'ils ne peuvent pas changer tout-à-coup en un mouvement vertical; cela fait qu'à mesure qu'ils s'approchent du tourbillon, ils s'éloignent de la ligne droite pour suivre des lignes courbes, ou circulaires; de sorte qu'ayant atteint le tourbillon, ils montent par un mouvement de spirale, de même que l'eau descend en forme de spirale dans le trou du vase dont nous avons parlé».

»Maintenant je suppose que ce tourbillon d'air est d'abord aussi invisible que l'air l'est naturellement quoiqu'il s'étende bien

(1) Oeuvre de M. Franklin. — T. II, Paris 1773 p. 28.

réellement depuis l'eau jusqu' à la région de l'air froid, où flottent communément en été nos orages les moins élevés. Mais il deviendra bientôt visible à *son extrémité inférieure* par l'agitation de l'eau au-dessous de la partie tourbillonnante, ce qui forme le »buisson» d'eau, et par le soulèvement et l'élévation de l'eau dans le vide... Il devient visible à *son extrémité supérieure* par l'élévation de l'air chaud dans une région plus froide, où son humidité commence à être condensée en vapeurs épaisses par le froid, et se fait apercevoir d'abord à sa partie la plus élevée, qui étant actuellement refroide, condense celle qui s'élève à sa suite... Il ne parait pas difficile de concevoir comment par cette condensation successive de la partie supérieure, la trombe parait couler, ou descendre du nuage, quoique les matériaux dont elle est composée s'élèvent pendant tout ce temps.»

Voici la première exposition de la théorie thermique des cyclones qui, modifiée et précisée par *Espy,* a été plus tard développée par *Peslin* (1) et *Reye* (2) dans leurs travaux importants bien connus. Dans cette théorie les trombes sont considérées comme des courants verticaux qui enlèvent en haut l'air humide et chaud près de la surface terrestre. Cet écoulement de bas en haut est nécessairement accompagné d'un mouvement gyratoire et d'une dépression barométrique considérable.

Ces courants verticaux doivent naître chaque fois que les couches inférieures de l'atmosphère sont dans un *équilibre instable* causé, soit par un échauffement très grand de la surface terrestre, soit par l'arrivée d'un courant supérieur très froid. A l'ordinaire il s'établit dans de tels cas une grande quantité de courants ascendants et descendants dont l'existence se manifeste par la formation de Cumulus et par la vibration apparente des objets terrestres éloignés. Souvent dans des circonstances favorables, il arrive pourtant que les couches les plus basses quand elles sont dilatées par leur contact avec le sol, deviennent les

(1) Sur les mouvements généraux de l'atmosphère. — Atlas météor. de l'Observat. Imp. de Paris. Voir aussi Bull. Hébd. de l'Assoc. Scient. de France. III, 1868, pag. 299. (Voir plus haut T. I, p. 171.)

(2) Die Wirbelsturme, Tornados u. Wettersäulen. — Hannover. 1872. — Voir aussi les mémoires celèbres de M. v. Bezold: Zur Thermodynamik der Atmosphäre. I—V. Sitzungsb. d. K. Akad. d. Wiss. in Berlin, 1888—1900.

moins denses. Comme on sait, c'est alors qu'on observe le phénomène du mirage dans les pays chauds, et particulièrement dans les plaines sablonneuses de l'Afrique. Là, le sol présente souvent l'aspect d'un lac tranquille, sur lequel se réfléchissent les collines et les objets environnants. Mais souvent le voyageur surpris voit s'élever tout à coup au milieu du lac apparent une colonne gigantesque qui s'avance majestueusement, peut-être pour l'enterrer sous des masses de sable brûlant. Dans nos contrées il est bien rare que les couches inférieures deviennnent réellement *moins denses* que les supérieures. Selon M. *Reye* il faut, en effet, pour cela que la température décroisse de 3°,42 C. pour une élevation de 100 mètres. Une diminution si rapide n'a guère été directement observée qu'une seule fois, pendant l'ascension fameuse de *Barral* et *Bixio* le 27 juillet 1850. Cependant on sait que l'équilibre dans l'atmosphère devient pourtant instable pour une diminution de 1° pour 100 m. A un air humide suffit un décroissement moins rapide encore. Un tel décroissement a été souvent observé. Quelquefois on en observe de plus grands encore. Ainsi M. *Sohnke* a noté une diminution de 1°,53 pour 100 m. le 3 juin 1881 (1) et M. *Assmann* a même trouvé 2°,26 le 29 mars 1888. (2)

On n'a pas besoin d'admettre une diminution excessive de la pression, ni même un vide absolu, dans le centre pour expliquer les dévastations causées souvent par une trombe. La vitesse du vent est proportionelle au gradient et celui-ci est evidemment énorme dans une trombe. Or, il suffit pour se rendre compte des dégâts produits par une trombe d'admettre une dépression de 20 mm. dans son centre. Une telle dépression correspond à une diminution *soudaine* de 272 klg. par mètre carré. Une telle poussée suffit non seulement pour faire voler dans l'air les toits des maisons, soulever des briques ou des planchers du sol, arracher les papier peints aux murs et enlever des hommes et des ponts, mais même pour renverser des bâtiments et en disperser les débris sur une étendue considérable.

Avant d'aller plus loin nous donnerons quelques déscriptions de certaines trombes remarquables en commençant par une *trombe*

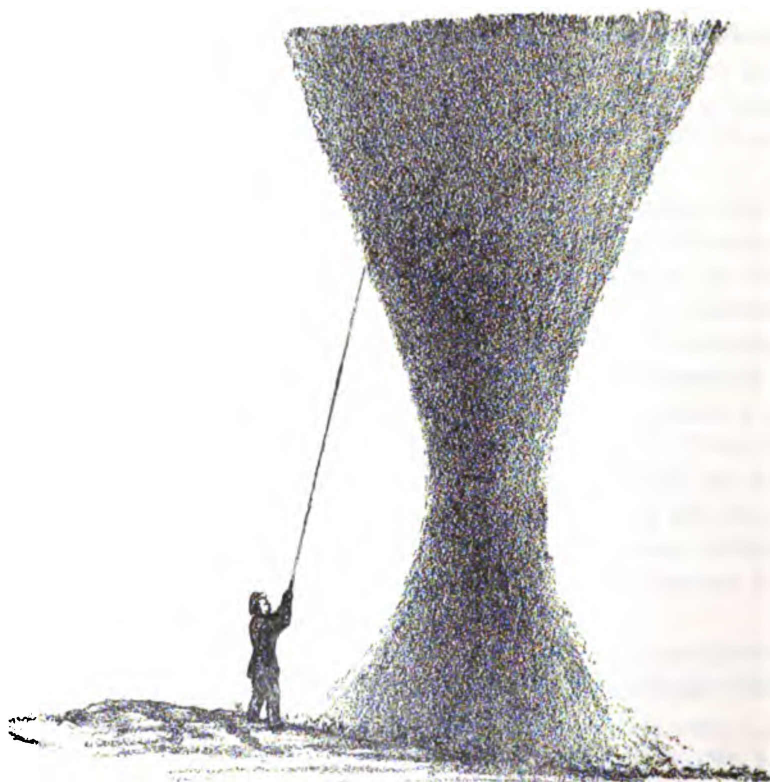
(1) Der Ursprung der Gewitterelektricität. — Jena 1885, p. 69.
(2) v. Bezold: Ergebnisse d. meteor, Beob. im Jahre 1888, p. LVI.

Fig. 1.



C

Fig. 2.



de chaleur par excellence près Caire. Cette trombe a été étudiée de près par un physicien distingué, M. *Raoul Pictet,* et son recit a été imprimé dans un memoire de *Daniel Colladon.*(1)

»Mon collègue et ami, M. *Raoul Pictet,*» dit-il »dont le nom est devenu célèbre par ses belles expériences sur la condensation des gaz hydrogène et oxygéne, m'a communiqué avec autorisation de les publier, les résultats des études qu'il a faites sur ces trombes de 1871 à 1875, époque de son professorat à la chaire de physique de l'École polytechnique du Caire.»

»Ces trombes se forment surtout en été lorsque le temps est parfaitement calme; elles apparaissent en général pendant la matinée, augmentent dans le milieu du jour et disparaissent vers le soir; rares pendant la saison d'hiver, elles sont assez fréquentes de mars à octobre. Il arrive même quelquefois qu'on en distingue plusieurs le même jour à divers points de l'horizon.»

»Toutes ces trombes aspirent l'air et le sable de bas en haut; elles ont toujours un mouvement rotatif intérieur dont le sens de rotation varie d'une trombe à une antre. Elles peuvent, quand la brise survient, se déplacer, cheminer avec assez de vitesse, s'incliner légèrement, sans se détruire.»

»Leur contour, jusqu'à 25 ou 30 mètres au-dessus du sol, est bien circonscrit et nettement tranché; il leur donne l'apparence d'un entonnoir, ou plutôt d'un gobelet conique gigantesque dont le pied cylindrique et étranglé est supporté par une base plus large presque parallèle au sol (voy. Pl. LX).»

»Ces trombes peuvent s'élever à de grandes hauteurs, jusqu'à 1000 mètres ou plus, mais leur partie supérieure n'est jamais bien limitée; elle offre des degrés croissants de transparence.»

»M. *Pictet,* voulant étudier la formation de ces trombes, avait dû reconnaître d'abord les endroits voisins du Caire où le phénomène se reproduisait fréquemment; c'était d'habitude au sommet de quelque mamelon de sable, d'un surtout haut de quelques mètres, dans une localité située au nord-est du Caire.»

»C'est près de ce mamelon et sur le sol environnant que les expériences suivantes ont été exécutées; mais des opérations ana-

(1) Contributions à l'étude de la grêle et des trombes aspirantes. — Arch. des Sciences phys. et nat., Genève 1879.

logues, faites à d'autres jours sur des points différents, ont donné des résultats concordants conduisant aux mêmes conclusions.»

»Pour ces études, M. *Pictet* se munissait de plusieurs thermomètres et d'un électromètre à feuilles d'or sur lequel on pouvait visser une longue tige métallique; il emportait en outre une provision de grands papiers et un ballot de plumes légères.»

»Je transcris ci-dessous le résumé d'une des séries d'observations.»

»*Expériences du 2 juin 1873, dans le désert de l'Abassieh, à 3 kilomètres environ au nord-est du Caire*».

»Temps parfaitement serein; matinée de calme absolu jusqu'à près de midi; brise momentanée très légère au milieu du jour; vers trois heures la brise de mer du soir commence à se faire sentir.»

»Dès 6 heures du matin on a suspendu à l'aide d'un pieu, à 1^{m}, 50 au-dessus du sol, un thermomètre bien abrité des rayons du soleil; quatre autres thermomètres a, b, c et d, destinés à mesurer la température de la croûte supérieure du sable, ont été enterrés dans des localités diverses; leur boule est enfoncée légèrement sous la surface à moins d'un centimètre de profondeur.» (1)

»A 10 h. 5 m, la température des thermomètres enfouis était: a 83°, b 75°, c 88°, d 84° (moyenne approximative: 84°).»

On aperçoit, près du sommet du mamelon de sable, les commencements d'un mouvement giratoire; M. *Pictet* répand au-dessous de ce sommet et à diverses distances une partie du contenu du sac de plumes.»

»10 h. 15 m. Le mouvement rotatoire s'accentue.»

10 h. 30 m. La trombe se forme; elle commence à devenir opaque; une grande feuille de papier blanc est aspirée et tournoie en décrivant trois circonférences entières d'environ 3 mètres de diamètre en deux secondes (vitesse tangentielle 14 à 15^{m}). Ou voit nettement la colonne de sable ayant la forme d'un solide de révolution à génératrice concave dans le bas et à peu près

(1) M. *Pictet* dit que le sol est composé de très menus grains de sables siliceux et calcaires, et d'une fine poussière végétale. C'est un sol assez analogue à celui des Llanos et des plaines sableuses des bords du Gange. — D. C.

rectiligne et inclinée dans le haut. Peu après 10 h. 30, la hauteur apparente de la trombe est estimée à 20 mètres.»

»10 h. 40 m. La feuille de papier s'aperçoit par instant à la hauteur ci-dessus. L'effet de succion dans le bas augmente sensiblement. La température de l'air ambiant à l'ombre est de 34°, 51. Un thermomètre à maximum, introduit dans le bas de la trombe et retiré peu après, marque 51°, 8. Les plumes légères, répandues à quelque distance du pied de la trombe, sont aspirées vers la base; on les voit gravir le mamelon et s'engouffrer dans l'intérieur du tourbillon.»

»11 heures. La colonne est apparente jusqu' à 400 ou 500 mètres d'élévation, il est impossible de voir nettement le sommet; elle continue à être étranglée dans bas; la partie la plus rétréciée n'est pas sur le sol, mais à environ 5 mètres au-dessus; en cet endroit son diamètre a environ 2 mètres. Son pied se termine par une base applatie presque tangentielle au sol. Au-dessus de 5 mètres la colonne s'évase jusqu' à une grande hauteur.»

»On constate, au moyen de feuilles de papier, que dans la partie basse entre l'étranglement et la base, la vitesse de rotation est de 1 tour par seconde environ (vitesse tangentielle à la circonférence 10 à 12 mètres).»

»11 h. 50. Une très légère brise du sud se fait sentir, la trombe se déplace et chemine lentement. M. Pictet la suit en marchant à la vitesse de 0^m, 50 à 0^m, 80 par seconde; il plonge, dans la partie inférieure de la trombe, l'extrémité de la longue tige métallique vissée sur le chapeau de l'électromètre à feuille d'or; *les feuilles ne divergent pas.*»

»Midi. La trombe est à peu près stationnaire. Elle paraît s'élever à une hauteur considérable, estimée à un millier de mètres. On aperçoit par intervalles, à perte de vue, les grandes feuilles de papier blanc qui tournoient encore dans l'air. La trombe, soit dans la partie étranglée, soit au-dessus jusqu'à une assez grande hauteur (environ 30^m et 40^m), est bien limitée et tranche nettement sur le bleu du ciel; elle est complètement opaque. M. *Pictet* peut traverser la base de la trombe sans trop de difficulté, mais en ce couvrant la figure avec les mains pour la préserver du choc des grains de sable; dans l'intérieur il se

sent attiré et poussé en divers sens; ses vêtements tourbillonnent. La température élevée le contraint de sortir.»

»2 heures. La trombe se meut lentement vers l'est, mais elle continue de tourner avec les mêmes apparences.»

»3 heures. Le vent de mer du soir s'élève et chasse la trombe avec assez de rapidité du côte de la chaine du Mokatan.»

»3 1/2 heures. M. *Pictet* perd de vue la trombe qu'il suppose s'être anéantie en atteignant le pied de la montagne.»

»Ces observations et ces vérifications expérimentales, faites par un physicien bon observateur, ne permettent plus de nier l'existence et la possibilité de durée, dans l'atmosphère, de trombes permanentes, où l'aspiration se fait et se maintient de bas en haut, et cela par la seule influence de forces naturelles.»

»*Elles montrent en ontre qu'il est inutile de supposer l'intervention d'une tension électrique pour expliquer ce phénoméne.*»

»L'explication théorique de la formation de ces trombes en temps calme, et de leur permanence, me semble facile; elle doit reposer essentiellement sur la différences notable de température de l'atmosphère à quelque hauteur au-dessus du terrain, comparativement à celle des couches d'air chaudes, prévoisines du sol sableux exposé à la chaleur rayonnante d'un soleil ardent qui restitue à ce sol pendant une grande partie du jour toute la chaleur dépensée au réchauffement des lames d'air qui lèchent sa surface en se raprochant du pied de la trombe pour s'y engouffrer.»

»D'après les nombres cités plus haut, la température moyenne du sable, près de sa surface, était déjà, à 10 heures et quelques minutes, de 84° centigrades, tandis que celle de l'air en dehors de la trombe, à la hauteur de 1^m, 50 au-dessus du sol, n'était que de 34°, 50; il est probable qu'à une hauteur un peu plus grande la température de l'air autour de la trombe était encore plus faible. Il y avait donc une différence d'environ 50° entre la température moyenne de l'air libre et celle de l'air en contact immédiat avec la couche sablonneuse sur laquelle le soleil dardait ses rayons.»

»Dans ces circonstances, la présence d'un monticule de sable

peut suffire pour exagérer en quelque point cette différence, déterminer une première colonne d'ascension et un appel latéral près de sa base; l'air chaud et dilaté en contact avec le sol, ayant moins de densité et d'inertie, est plus vite appelé et, en s'introduisant par le pied de la trombe naissante, il produit un double effet; excite le tirage et, par l'inégalité de vitesse de ses différents filets, il détermine un premier mouvement rotatoire, lequel persévère ensuite dans le même sens et s'accélère par l'accroissement du tirage».

»Si l'action du soleil était suspendue, l'air appelé deviendrait de plus en plus froid, et le double mouvement s'éteindrait, mais son rayonnement suffit pour empêcher le refroidissement. Cette action est donc la véritable cause de la permanence du phénomène.»

»La poussière chaude mélangée à l'air appelé, aide aussi à maintenir la température dans l'intérieur de la trombe chaque petit grain de sable constitue un foyer microscopique de chaleur dans cette colonne ascendante.»

»Si nous admettons maintenant que le sol sableux, ou poussiéreux, est remplacé par un sol plus dense on plus résistant et sans poussière, toutes les autres circonstances étant d'ailleurs les mêmes, aucun physicien ne saurait nier la possibilité et la probabilité de la formation d'une trombe à peu près identique, mais invisible. Je vais même plus loin et j'admets qu'entre les tropiques, ou près des tropiques, par des temps calmes, des trombes analogues doivent se former et durer quelques heures sur la surface de la mer, ou sur celle d'un lac, d'un sol humide, etc., et que, dans ce cas, ces trombes ascendantes d'air complètement saturé soulevant des particules microscopiques d'eau tiède, peuvent, s'élever à de grandes hauteurs et faire surgir au-dessus d'elles de vastes nuages surchargés d'électricité et devant occasionner des orages.»

»Ces trombes humides ascendantes pourront être le plus souvent invisibles à cause de leur transparence; mais elles peuvent aussi devenir visibles à leur partie supérieure par la formation d'un brouillard en forme de cône renversé, ou de trombes se joignant aux nuages.»

M. *Teisserenc de Bort* a observé dans le Sahara algérien, 1886—90, des trombes analogues. L'une au point de rencontre de deux vallées par journée de grande insolation restait presque

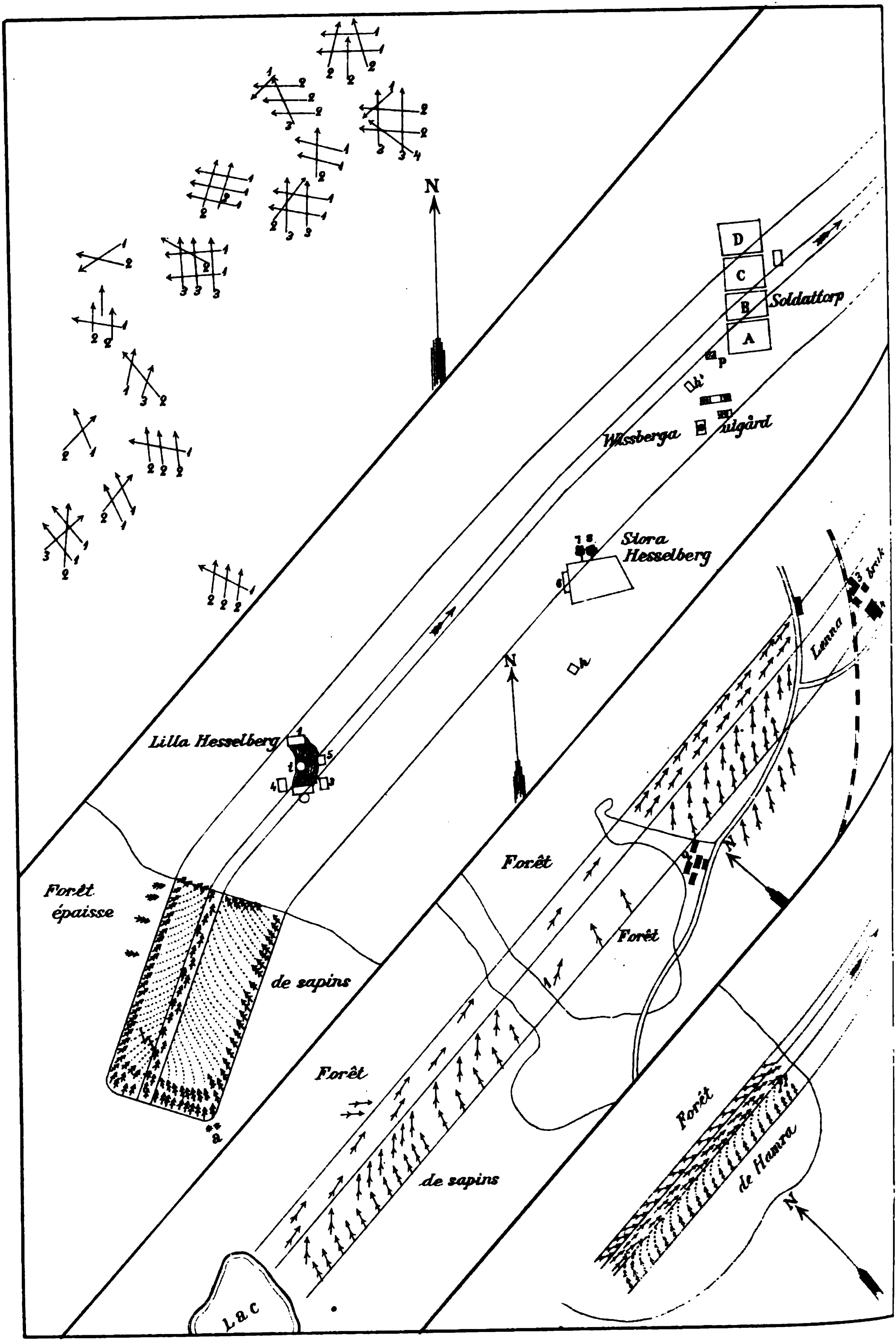
immobile; d'autres, aussi par beau temps en avril, sur le plateau de Mecheria se deplacaient assez vite pour que l'observateur n'ait pu les rejoindre à pied. Enfin par temps nuageaux et température inférieure à 20 degrés M. *Teisserenc de Bort* a traversé à cheval plusieurs petites trombes de 20 mètres de diamètre se déplaçant rapidement; il a pu constater qu'on ressentait sur la figure par l'action du vent, comme une legère tape dans deux directions différentes à l'entrer et à la sortie de la trombe sur un même diamètre.

De telles trombes, qu'on pourrait bien appeler, *trombes de chaleur*, ont été souvent observées aussi dans les zones tempérées. Citons p. e. la trombe observée en 1755 par *Franklin* (1) dans le Mariland. »En allant à cheval», dit-il,... »nous vîmes dans un vallon au-dessous de nous un petit tourbillon qui commençait dans le chemin même.... Il paraissait en forme de pain de sucre, allongé par la pointe, qui montait à nous le longue de la colline, en grossissant à mesure qu'il avancait. Lorsqu'il passa près de nous, son petit bout tourné vers la terre ne paraissait pas plus gros qu'un baril ordinaire, mais il s'élargissait tellement vers le haut qu'à 40 ou 50 pieds d'élévation, il semblait avoir 20 ou 30 pieds de diamètre.... Je le suivis en poussant mon cheval tout à coté, et j'observai que sur son chemin il léchait, pour ainsi dire, toute la poussière qui se trouvaît au-dessous de son petit bout.»

»Comme c'est une opinion commune qu'un coup de feu tiré sur une trombe la fait crever, j'essayai de rompre ce petit tourbillon, en le frappant avec mon fouet à coups redoublés, mais inutilement.»

»Peu de temps après, il quitta le chemin, et entra dans les bois, où il devint plus grand et plus fort de moment en moment,... pliant et tournant circulairement de gros arbres avec une agilité et une force surprenante. Quoique le mouvement progressif du tourbillon ne fût pas si prompt qu'un homme à pied ne pût le suivre d'un pas égal, cependant le mouvement circulaire était d'une rapidité étonnante. Les feuilles, dont il était alors rempli, me firent appercevoir distinctement que le courant d'air qui les chassait montait de bas en haut en ligne spirale.» ...

(1) l. c. T. II, p. 75.


N
D
C
B
A
Soldattorp
Slora
Hesselberg
Lilla Hesselberg
Forêt
épaisse
de sapins
Forêt
Forêt
Forêt
de sapins
Lenna
Forêt
de Hamra
Lac
N
N
N

Nous avons parlé plus haut (p. 253) des tornades des pays tropicaux. Dans la zone témpérée les tornades sont le plus fréquentes et le plus redoutables sur les plaines des États Unis entre les Montagnes Rocheuses et les Monts Alleghanys. En Europe les trombes causent souvent des dégâts considérables, mais elles n'ont guère determiné des pertes comparables à celles qu'amène souvent une tornade americaine.

Les pays de l'Europe pour lesquels nous avons le plus grand nombre d'observations de trombes plus ou moins desastreuses sont la France et la Suède. *Peltier* a cité plusieurs trombes qui ont sévi en France et depuis on en a observé bon nombre. En Suède *Wilcke* a étudié ce phènoméne à la fin du 18[me] siècle.(1) Plus tard plusieurs trombes ont été étudiées par le personel de l'Observatoire météorologique d'Upsal.(2) Dans l'Europe centrale les trombes sont tellement rares que cela a permis a des météorologistes distingués en Allemagne de penser que les dégâts attribués à une trombe sont en réalité causés par un grain!

Comme specimen des trombes suédoises nous insérons ici les observations de M. *Hildebrandsson* sur la trombe de Hallsberg, qui a été une des plus typiques.

»Arrivés à 2 kilomètres au nord de Hallsberg», dit-il, »dans la paroisse de Kumla, nous observâmes les trâces du météore dans une vaste plaine. Au SE de cette plaine, s'étend une épaisse forêt de grands sapins (Pinus Abies Linn.) où avait commencé la trombe. Sur un espace réctangulaire (Voyez Pl. LXI, fig. 1) et très régulier s'étendant du SSE au NNE, tous les arbres étaient renversés. Cet espace avait 510 pieds suédois (151 mètres) de large et environ mille pieds de long. Le nombre des arbres abattus s'éleva à plus de mille. La plupart d'entre eux étaient arrachés avec

(1) Kongl. Wetenskaps Akad:s nya Handlingar, 1780, 1782, 1785.

(2) Voir: Hildebrandsson: Sur la trombe de Hallsberg le 15 août 1875. — Nova Acta Soc. Reg. Sc. Ups. Ser. III. V. 9. et Tromben vid Nöttja d. 9 Juni 1883. (en suédois). — Öfvers. af K. Wet. Akad. Förh. 1884. Fineman: Sur la trombe du 7 juin 1882 dans la vallée de Säby. — Nova Acta Soc. Reg. Sc. Ups. 1883. Wigert: Orage accompagné de trombes près Upsala (le 1er décembre 1887). — Bihang t. K. Wet. Akad. Handl. T. 14 et Trombe de Wimmerby le 4 juillet 1890. — Bihang etc. T. 16. M. Jansson: Sur la trombe de Borås le 3 juillet 1899. — Bihang etc. T. 26.

les racines; cependant des deux côtés de l'éspace ravagé il y en avait plusieurs rompus par le milieu. Les arbres les plus proches, qui restaient debout, avaient leurs sommets courbés en faucilles et pliés en dedans vers la ligne du milieu de l'espace ravagé. Dans l'intérieur de la forêt où avait commencé le mouvement, les abres étaient tous placés dans le sens de la trajectoire, c. à d. du SSE au NNE, et cette direction était gardée sur une bande de 60 pieds (18 mètres) de largeur. Cette ligne du milieu, ou trajectoire du centre, était plus approchée du bord gauche que du bord droit, dans le rapport de 70 : 135. Aux deux côtés de cette bande, depuis un point situé à 100 pieds (29 mètres) du commencement jusqu'à la plaine, les arbres étaient abattus en dedans. Au bord extérieur à droite j'ai trouvé par la boussole une direction moyenne du SE au NE, et au bord gauche de l'ESE à l'ENE. Le bord droit était très bien défini, le bord gauche, au contraire, était plus irrégulier, et je trouvai des arbres isolés qui étaient tombés perpendiculairement à la trajectoire du centre.»

»En sortant de la forêt la trajectoire se replie brusquement vers le NE, et se dirige vers un groupe de maisons appartenant à Lilla Hesselberg. Ces maisons étaient rangées en carré. (Voy. la Pl. LXI). Au nord il se trouvait un corps de logis (1) de deux étages, au sud une grange (2) à deux ailes (3, 4) pour le bétail, les outils, etc., et à l'est un petit bâtiment d'une seule pièce (5). Au sud de la grange était une machine à battre le blé (t). Comme à l'ordinaire à la campagne en Suède, tous ces bâtiments étaient construits de bois et converts de bardeaux. Toutes ces maisons furent détruites. L'étage supérieur de la maison (1) fut enlevé, les débris en étaient jetés dans la cour au S et à l'E. La grange avait été tout-à-fait renversée, et les débris en étaient lancés au NNE dans la cour. La machine à battre avait été transportée en bloc au-dessus des ruines de la grange et se trouvait à 180 pieds (53 mètres) au NNE de sa place primitive en t'. Les deux ailes (3, 4) avaient perdu leurs toits et étaient tout-à-fait en ruines. La petite maison (5) avait parfaitement disparu. Les poutres et les planches jonchaient un espace de plus d'un kilomètre de longueur vers le NE le long de la trajectoire du centre. La cheminée senle restait debout. Dans l'étage inférieur de la maison (1) les

fenêtres avaient été brisées, le papier arraché des cloissons de bois et aux murs des chambres, et une pendule s'était arrété à 3 h. 58 m. Des choses légères, des meubles, des outils, etc. avaient été enlevés dans toutes les directions, surtout vers NE. Les chevrons d'un toit étaient tombés, probablement d'une hauteur considérable, à une distance de 1500 pieds (450 mètres) environ vers l'ENE en h., où ils avaient pénétré et sillonné le gazon. Le grain battu qui se trouvait dans la grange (2) était sémé le long de la trajectoire du centre jusqu' au Soldattorp. Quantité de vêtements, de linge et de couvertures de lit furent retrouvés à Mossby et à Hjortsberga, situés à 15 kilomètres à l'ENE de la maison. De la paille et du foin avaient été transportés même à une distance double, jusque dans la paroisse de Skyllersta.»

»Quelques personnes qui étaient dans les maisons furent sauvées comme par un miracle. Le propriétaire, M *Larsson,* et une servante étaient dans la grange au moment du catastrophe. M. *Larsson* fut lancé dans la plaine, mais s'en tira avec quelques petites blessures. La servante fut retirée de dessous les decombres couverte de sang mais ses blessures n'étaient point daugereusos. — Dans la petite maison (5) se trouvaient une vielle femme et une jeune fille. Elles avaient été renversées et poussées contre la cheminée, et en même temps toute la maison avait été emportée en haut, au-dessus de leurs têtes. — Le rez-de-chaussée du corps de logis principal restant debout, ceux qui s'y trouvaient avaient été sauvés. Heureusement, personne n'était au premier.»

»A Stora Hesselberg il n'y eut qu'un petit bâtiment (6) hors du côté ouest de la cour qui avait été renversé. Il était presque rebâti à mon arrivée. Deux grands poiriers (7, 8), au nord de l'emplacement, étaient abattus vers le NNE. Le propriétaire, M. *Sandberg* était absent. Un valet raconta qu'un coup de vent violent était venu subitement du SE qui avait même arraché des tuiles au corps de logis. En même temps, il avait vu s'abaisser au SE sur la forêt un nuage »qui tourbillonnait comme de l'eau bouillante dans une marmite, et sous l'influence duquel les arbres se pliaient comme le blé par un vent violent». En voyant s'approcher le météore, il s'enfuit, dit-il, dans l'écurie.»

»A Vissberga Utgård, situé plus loin au NE, le toit du corps de logis (10) avait été transporté en bloc à 200 pieds presque directement vers le N en h'. Des débris du toit de la grange (11) se trouvaient aussi au N—NNE dans la plaine. Un petit magasin (9) du côte oriental de la grange avait été tourné de plusieurs degrés vers le N. La maison (12), qui était en construction, était intacte. En p. au nord de la place, un pont au-dessus d'un grand fossé avait tout-à-fait disparu. Entre cet endroit et le petit Soldattorp, situé sur une petite colline, se trouvaient quatre champs de blé, A, B, C, D, s'étendant du sud au nord, semés d'avoine, de pois, de tréfle et d'orge. Sur les deux premiers, la paille était renversée vers le NE, comme si l'ou avait passé au-dessus d'elle avec un rouleau. Le trèfle (C) avait été déjà recolté, et l'orge (D) restait debout.»

»Au Soldattorp, où demeure un soldat, nommé *Wik*, du 21:ieme régiment de ligne, les vitres avaient été cassées, et une partie du toit était emportée. Comme cette maison est située très-près de la ligne de parcours du centre il faut que la force du météore ait été déjá affaiblie. De l'autre côté de cette maison, on pouvait suivre les traces du metéore jusqu'à une distance de 5—600 mètres, où le toit de paille d'une grange avait été emporté».

»Le propriétaire de Vissberga Utgård, M. *Lars Andersson,* raconta qu'il était avec un valet dans la forêt au moment de la catastrophe tout près du lieu où avait commencé la dévastation (à a). Le temps était variable, disait-il, tout le matin, et il pleuvait par intervalles. Quelques moments aprês une averse très-forte, une masse de nuages sombres venant du sud s'abaissaient subitement au-dessus de leurs têtes. Il crie avec effroi au valet de prendre garde. Dans le même instant l'éclair tombe sur un sapin à 130 mètres d'eux; on entend un fracas étourdissant, et tous les arbres jusqu'à la limite du bois sont renversés dans un moment».

»La femme du soldat a vu par la fenétre au-dessus de la forêt »une fumée épaisse se soulever vers les nuages laquelle tournait dans le sens E—N—O—S». Cette colonne de fumée, qui était plus large au sommet qu'à la base, elle l'a vue s'avancer vers Lilla Hesselberg, mais en entendant un bruit terrible et en apercevant que le phénomène étrange s'approchait directe-

ment vers elle, elle s'est enfuie dans l'autre chambre. »Est-ce que vous êtes bien sûre, madame», lui dis-je, »que cette colonne de fumée tournait dans le sens que vons avez indiqué, et nou dans l'autre sens»? — »Je ne sais pas, monsieur», repondit-elle, »comment il doit être, car je n'ai jamais entendu parler d'une telle chose, mais pour mes yeux ça avait réellement l'apparence de tourner comme je l'ai dit».

»A Hallsberg, situé 2 à 3 kilomètres au SE de Stora Hesselberg, plusieurs personnes ont vu la trombe. Elles sont unanimes pour déclarer qu'elle a eu l'apparence d'un cône renversé qui a tourné autour de son axe vertical dans un sens inverse à celui des aiguilles d'une montre placée sur la terre. Quelques nuages ont été détachés des autres et ont formé des tourbillons separés. Dans la partie supérieure ou a vu »une grande quantité de corneilles et de pigeons» qui tourbillonnaient avec une grand vitesse.(1) On a entendu un grondement continuel, et enfin une forte explosion ressemblant à un coup de canon. Alors le cône s'est dissipé subitement, et »les oiseaux se sont sauvés en toute direction». On a vu les nuages planer tranquillement au-dessus de la trombe qui n'est pas parvenue à beaucoup près jusqu'à eux».

»Comme je l'ai dit plus haut, le temps avait été variable, avec de la pluie par intervalles et un vent faible tout le matin. La carte synoptique du matin nous montre l'existence d'un minimum barométrique au nord en Laponie et d'un maximum au sud sur l'Allemagne. Ce maximum allait en s'approchant de la Suède, et deux jours après, le 20, il occupait toute la péninsule scandinave. Les isothermes allaient le 18 du SW au NE audessus de la Suède et de la Norvège. Nous avons obtenu pour ce jour des rapports de 35 stations sur des orages observés. Depuis 7^h d. m. jusqu'au midi on a observé des orages à des stations éparses entre le Kattegat et la Baltique méridionale, et pendant l'aprèsmidi dans plusieurs stations en Vermland, en Dalécarlie et en Norrland. Ces orages irrégulièrement dispersés appartenaient à la classe appelée par M. *Mohn* »orages de chaleur». Cependant on n'a observé d'orage à aucune station dans la province de Nerike ni dans les contrées environnantes».

(1) Probablement c'étaient des débris de bâtiments, de planches, de meubles, de vêtements, etc.

»Un coup d'oeil sur la planche (LXI) suffit pour reconnaître que toutes les dévastations sont causées par une aspiration de l'air très forte vers le centre du météore qui avançait en même temps à grande vitesse, et par conséquent il faut admettre l'existence d'un courant ascendant dans le centre de la trombe. En effet, les arbres et les débris de maisons sont tous projetés en dedans et un peu en avant. Si le mouvement de l'air dans la trombe avait été descendant, il faudrait que les arbres et les autres objets fussent poussés en dehors, ce qui est contraire à l'observation».

»De même, l'étude de la planche nous conduit à admettre, conformément aux récits des témoins oculaires, que la trombe a tourné autour de son axe vertical en sens inverse des aignilles d'une montre placée sur la terre. En effet, parce que les dévastations s'étendent à une distance beaucoup moindre à ganche de la trajectoire du centre qu'à l'autre côté, on voit que c'est la vitesse rotative qui l'a emporté sur la vittesse de translation dans le demi-cercle gauche du mouvement tournant où elles ont été par conséquent en opposition. Dans les cyclones on sait que ce demi-cercle prend le nom de demi-cercle maniable, par opposition au demi-cercle de droite ou demi-cercle dangereux, où les deux vitesse s'ajoutent l'une à l'autre. Cependant, il faut que dans le cas actuel l'aspiration vers le centre ait été d'un effet plus grand que le mouvement de rotation. Autrement du côté gauche, les arbres auraient dû tomber avec leurs sommets en arriére c'est-à dire, vers le SE au lieu de tomber vers l'ENE».

Comme nous l'avons dit, l'effet d'une trombe se voit d'une manière très nette dans la »rue» qu'elle trace dans une forêt épaisse de sapins. Dans tous les cas observés on a constaté les directions suivantes pour les arbres abattus:

1°. *Tous les arbres au dessus desquelles le centre avait passé, sont tombés dans le sens de la trajectoire.*

2°. *La bande centrale ainsi formée est plus rapprochée du bord gauche que du bord droit.*

3°. *Des deux cotés de cette bande les arbres sont tombés en dedans.* (Pl. LXI, fig. 1 et 2).

La régularité est tout-à fait surprénante. On y a une preuve très nette de *la force aspirante de la trombe* et de sa *rotation dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre,* le

Fig. 1.



Fig. 2.



coté droit correspondant au demi-cercle dangéreux et le coté, gauche au demi-cercle maniable des cyclones. Il arrive même que les arbres ne soient pas abattus à gauche de la bande centrale. (Pl. LXI, fig. 3). Ces résultats ont été retrouvé, non seulement dans toutes les recherches citées plus haut, mais aussi dans les études de la trombe de Strömsberg, par MM. *Hildebrandsson* et *Hagström,* et de celle de Grängshammar, par M. *Hildebrandsson.* Ces études ne sont pas publiées, les mêmes phénomènes qu'on avait trouvés tant de fois se repétant avec la régularité la plus parfaite. Cependant à Strömsberg on observa un de ces cas rares, nommés »*explosions*» en Amérique. Une petite maisonnette de pierre, auprés de laquelle la trombe passait, restait debout, mais les fenêtres ont été projetées *en dehors,* évidemment à cause de la détente subite de l'air en dédans.

En étudiant les effet de la trombe du 3 juillet 1899 aux environ de Borås, à l'est de Gothembourg, M. *Jansson* a réussi à trouver un point duquel il a pu photographier une section de la »rue». (Pl. LXII). Sur ces deux photographies on reconnait le même grand arbre et un bouleau à tronc blanc étendus le long de la trajectoire de la trombe. On voit que les arbres des deux cotés sont renversés obliquement *en dédans* vers la trajectoire. Ou voit aussi que les dégâts sont beaucoup plus considérables à droite qu'à gauche. En effet, ils s'étendaient beaucoup plus loin du coté droit que n'embrasse la photographie n° 2.

La trombe de Wimmerby, étudiée par M. *Wigert,* à ralenti sa course avant de disparaître. Elle passa alors sur quelques groupes d'arbres qu'elle renversa les uns sur les autres. (Pl. LXI fig. 4). Il a determiné avec soins la direction des arbres au moyen d'une boussole. Sur la figure les arbres sont numérotés; ceux qui se trouvaient au dessus ont recu les plus grands numéros. Nous voyons ainsi que les arbres tombés le plus de l'E sont toujours placés au dessous des autres. La trombe ayant marché du SSW au NNE, cela indique une rotation de la trombe dans le sens inverse à celui des aiguilles d'une montre, comme à l'ordinaire.

Pour la France nous donnons ici la description de l'ouragan du 18 août 1890 à Dreux etudié par M. *Teisserenc de Bort.*

»Je résume ici les faits saillants de la soirée du 18 août.

Vers 10 heures du soir, on voyait au sud- sud-ouest de Dreux un grand cumulo-nimbus orageux; dans ce nuage, les éclairs étaient incessants. Le tonerre était peu intense mais continu; après quelques coups de tonerre plus forts accompagnés de quelques gros grêlons, on entendit, vers 10 h. 25 m., un grondement très intense comparable à celui que produit un train pénétrant sous un tunnel, et, en moins d'une minute, dans les quartiers atteints, les tuiles volèrent de toutes parts, les arbres furent arrachés et plusieurs maisons détruites par un coup de vent terrible».

»Quelques minutes après, le temps était redevenu calme (un des témoins est sorti dans la rue, un instant après la toûrmente, avec sa bougie allumée et a pu regarder à terre avant qu'elle ne fût étenite par le vent) et le ciel ne tarda pas à s'éclaircir».

»L'orage ne s'annoncant pas comme devant être très fort, d'après le bruit de la foudre, l'attention n'a par été appelée d'une façon particulière sur ce météore avant le passage de la tourmente; à ce moment, le ciel était en feu et quelques personnes assurent avoir vu une nuée qui s'abaissait à la hauteur du toit des maisons».

»Il semblerait donc que cet orage était accompagné d'une grande trombe, l'examen des dégâts qu'il a causés amène à la même conclusion».

»Les premières traces de la violence du vent se voient au sud de la ligne du chemin de fer de Dreux à Argentan».

»Il y a quelques pommiers abbattus sur la hauteur, et, près du pont qui donne passage à la route qui même à Garnay, les chaumes d'un champ en pente sont tous chouchés dans la direction du Nord (la trombe marchait SW—NE); après le remblai du chemin de fer on voit aussi des arbres brisés, d'autres arrachés et les dègâts augmentent d'intensité. La première construction située à l'extrêmité sud-ouest du faubourg Saint-Thibault a été détruite les maisons basses occupées par des maraîchers et qui bordent les prairies dans la vallée de la Blaise ont peu souffert. Le vent dans cette région a brisé les arbres, sans les déraciner, à 2 et 3 mètres du sol. Mais toutes les maisons du faubourg faisant face au sud-est, et qui ont eu ainsi à supporter le premier choc de l'ouragan, sont très atteintes et la plupart sont démolies. Il est vrai de dire que ce sont des constructions avec châssis de bois

Trombe du 18 août 1890.

Parc du chateau d'Abondant. A cet endroit la trombe a quitté le sol pour redescendre seulement plus loin.

a. Coupé par la foudre à 6 mètres; tous ceux qui l'entoure sont intacts

b. cassé par la foudre à 10 mètres

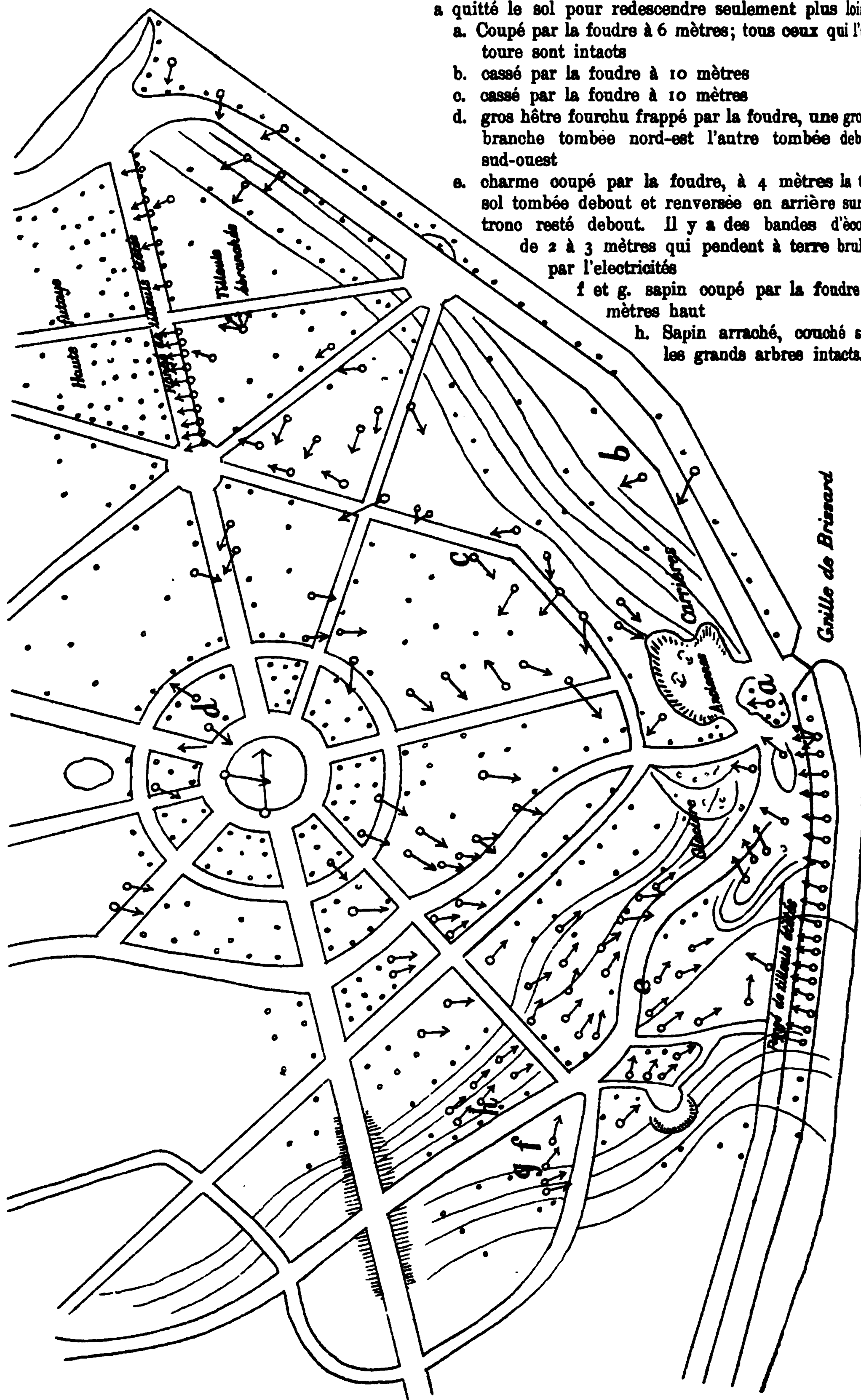
c. cassé par la foudre à 10 mètres

d. gros hêtre fourchu frappé par la foudre, une grosse branche tombée nord-est l'autre tombée debout sud-ouest

e. charme coupé par la foudre, à 4 mètres la tige sol tombée debout et renversée en arrière sur le tronc resté debout. Il y a des bandes d'écorce de 2 à 3 mètres qui pendent à terre brulées par l'electricités

f et g. sapin coupé par la foudre 10 mètres haut

h. Sapin arraché, couché sous les grands arbres intacts.



et torchis, ou bâties en pisé. Il faut citer, en particulier, la manutention militaire et les constructions voisines».

»Les maisons situées derrière, en bordure de la rue, ont été protégées et leurs toits et vitres ont seuls été endommagés. Les maisons regardant le sud-est, qui forment l'autre côté de la rue et qui sont au pied de l'escarpement de 40 mètres environ qui porte le château de Dreux ont été endommagées à l'extrémité du faubourg Saint-Thibault».

»La maison de M. *Parent* a eu deux tourelles complètement découvertes et on n'a pu retrouver une des toitures. Un mur faisant face au nord-est a été enfoncé et les débris d'une cloison, également renversée, sont tombés sur le lit de M. *Parent* qui, a été blessé».

»L'ouragan après avoir renversé toutes les cheminées du Palais de Justice qui, par leur chute, out causé de grands dégâts dans l'édifice, a continué sa route en enlevant, ca et là quelque morceau de toiture et détruisant des constructions legères. Il a suivi la vallée de la Blaise, orientée du sud-ouest au nord-est; dans cette vallée il a arraché un grand nombre de peupliers qui sont couchés généralement du sud-ouest au nord-est; aux environs des Fontaines, à 1 kilomètre et demi de Dreux, les arbres déracinés sont assez nombreux. Le météore a continué sa marche jusqu'à la vallée de l'Eure; là, il parait avoir été arrêté dans sa progression rectiligne vers le nord-est par le plateau qui s'élève à 60 mètres environ au-dessus de la rivière et fait face à la vallée de la Blaise; il a obliqué un peu vers la gauche dans la vallée de l'Eure, puis reprenant sa direction primitive, il est remonté le long d'une légère déclivité du terrain vers le village de Brissard. L'ouragan a fait une veritable trouée dans la partie ouest de ce village, situé sur le plateau, renversant plus de vingt maisons et tous les arbres des jardins de ces maisons».

»Il a ensuite atteint le parc du château d'Aboudant. (Pl. LXIII). A son arrivée au contact des premiers arbres, il en a renversé et brisé un grand nombre puis a déraciné ça et là des chênes et des sapins de haute futaie et ces dégâts se sont étendus jusqu'au milieu du parc sur une longueur de 5 à 600 mètres, après quoi le météore n'a plus fait sentir son action près du sol. La planche montre la disposition des arbres tombés dans le parc d'Abon-

dant. On remarquera que leur circulation révêle nettement le mouvement tourbillonnant de la trombe, mouvement qui a été très visible en ce point probablement parceque la trombe a subi un temps d'arrêt au moment ou elle a quitté le sol».

»La plupart des arbres sont couchés du sud-ouest au nord-est, cependant au Brissard plusieurs arbres couchés sont tombés vers le sud-ouest; il en est de même, dans le parc d'Abondant, à 200 mètres environ de la partie la plus éprouvée».

»D'après les traces laissées par ce météore, on peut conclure que l'orage du 18 août était accompagné d'un tourbillon violent analogue à celui des tornades des Etats-Unis».

»La zone restreinte dans laquelle se sont produits les dégâts montre que ce coup de vent avait des limites assez nettes, comme on l'observe dans les phénomènes tourbillonnaires. Ainsi, pendant que le quartier Saint-Thibault était si éprouvé, à 1 kilométre à l'est, on ne ressentait qu'un vent fort ne causant pas de dégâts. De même au Brissard, à 300 mètres des maisons rasées par l'ouragan, les toitures sont intactes. La marche générale du tourbillon a été presque exactement dirigée du sud-ouest au nord-est en suivant la vallée de la Blaise, laissant ça et là des traces de sont passage sur une largeur de 400 à 600 mètres et une longueur de 9 kilomètres».

»Les chutes de foudre ont dû être très rares, car on n'en trouve pas de traces sur les arbres et les maisons, et aucun incendie n'a été allumé dans les charpentes légères des toitures».

»Dans la maison Vivien construite solidement en briques toutes les cloisons faisant face au sud-oûest, c'est-à-dire perpendiculaires à la trajectoire du météore, ont été renversées et cela à tous les étages. Ces cloisons étaient formées de briques de champ solidement reliées par du plâtre et recouvertes de deux enduits». Mais dans ces plèces des objets legers, placés le long des gros murs, oiseaux empaillés, fleurs artificielles, n'ont pas souffert.

»Le jardin de cette maison a été compètement ravagé et les arbres qu'il renferme ont été brisés. Dans le parc du château de Dreux, il y a aussi de très beaux arbres brisés ou arrachés, mais la chapelle royale n'a pas souffert.

L'orage du 18 a coïncidé avec le passage sur l'ouest de la France d'une dépression barométrique secondaire qui, autant

qu'on peut en juger par les documents recueillis au Bureau central météorologique, a suivi une trajectoire dirigée de la Vendée aux Ardennes».

»Le même météore s'est fait sentir à Epone, dans la vallée de la Maudre où il a brisé un très grand nombre d'arbres».

»Le depression barométrique de la trombe a été assez profonde pour desamorcer un siphon de conduites de gaz, ce qui correspond peu près à une dépression de 3 centimètres de mercure».

M. *Teisserenc de Bort* a observé le sommet du nuage orageux surmontant la trombe, ce nuage emettait sur le ciel, qui était pur au dessus du nuage, des éclairs en aigrettes très fréquents.

On a signalé comme sortant du pied du tourbillon à Dreux des espèces de flammes. Le même phénomène a été observé dans d'autres trombes qui se sont produites en France.

Il n'y a pas de pays où les trombes ou tornades soient plus fréquentes qu'aux États Unis. Sur les vastes plaines situées entre les Montagnes Rocheuses et les Monts Alléganhys elles sont un vrai fléau. Elles ont été étudiées depuis longtemps. Pendant les discussions très vives entre les partisans de la »théorie centripète» d'*Espy* et ceux de la »theorie circulaire» de *Redfield* on a fait un grand nombre de recherches sur les trombes ou tornades de ce pays. On trouve les résultats dans presque chaque volume du *Silliman's American Journal of science and arts* de ces années. Les auteurs sont presques tous les météorologistes américains du temps: *Espy, Redfield, Loomis, Olmstead, Hildreth,* etc.

Parmi les recherches plus récentes il faut nommer en première ligne les travaux de M. *Finley.* (1)

Les études des trombes sont beaucoup plus difficiles en Amérique qu'en Suède. Tandis que les arbres dans les »rues» des forêts suédoises sont placés avec une régularité parfaite comme sur une table d'expériences, les tornades de l'Amériques sévissent en général au dessus de plaines immenses où les arbres sont rares. Ça et là des maisons, ou même de petites villes, sont endomagées ou renversées, mais dans ce cas les débris sont

(1) Tornadoes of May 29 th and 30 th 1879. et: Report on the Character of Six Hundred Tornadoes. — Professional papers of the Signal Service, N:o IV. 1881, N:o VII, 1882.

en général soulevés dans l'air, souvent à des hauteurs considérables, pour retomber à terre aux endroits les plus divers autour de la trajectoire du tourbillon. A cause de cela, les météorologistes anciens en Amérique sont arrivés à des couclusions très différentes. Cependant, chaque fois que la trombe avait renversé quelques arbres, ils gisaient sur le sol de la même manière qu'en Suède. Nous donnons sur Pl. LXIV hors texte deux spécimens des États Unis; la Fig. 1 fait voir deux parties de la trombe du 31 juillet 1839 à New Haven étudiée par *Olmsted*. Les lignes pointillées indiquent comment était couché le blé de deux champs. Ici on retrouve les mêmes courbes à peu prés que celles le long desquelles gisent les arbres dans la »rue» d'une forêt.

La Fig. 2. donne une partie de la trajectoire de la tornade celèbre de Providence du 30 août 1838 étudiée par *Redfield*. Les traits représentent des arbres renversés, les racines étant marquées d'un point. La trajectoire du centre semble être placée un peu trop vers le nord. Les deux pommiers (3) ont été déracinés, soulevés dans l'air et jetés à gauche avec les sommets tournés vers le NW, et les pommes ont été trouvées plus loin encore vers le NW. En (4), à la limite boréale de la bande dévastée un arbre était tombé vers le S. En (1), (2) et (5) on voit des arbres, jetés bas par le premier coup de vent du S, tournés par le vent cyclonique. Cette fois on a aussi observé une »explosion»; la porte d'une cave au dessous d'une maison fut soulevée hors de ses gonds et emportée en l'air.

Dans son examen critique excellent de 600 tornades américaines M. *Finley* a fini par constater exactement les mêmes resultats qu'on a trouvé indépendement en Suède.

Variations annuelle et diurne de la fréquence des trombes. Les 75 trombes de la zone tempérée citées par *Peltier* et 588 des tornades étudiées par M. *Finley* se repartissent dans les différents mois de la manière suivante:

Fig. 1.

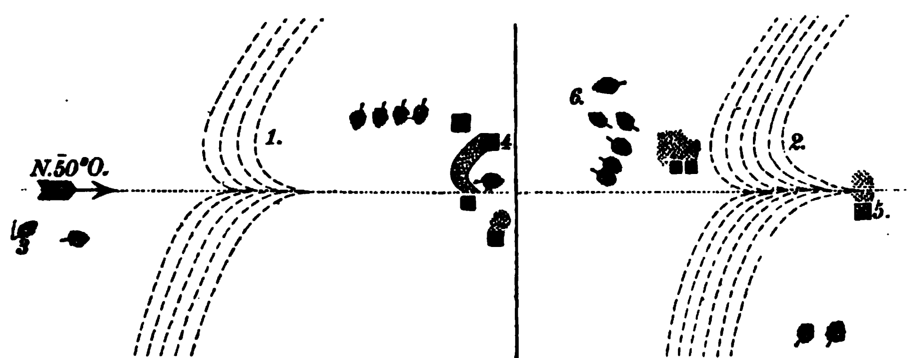
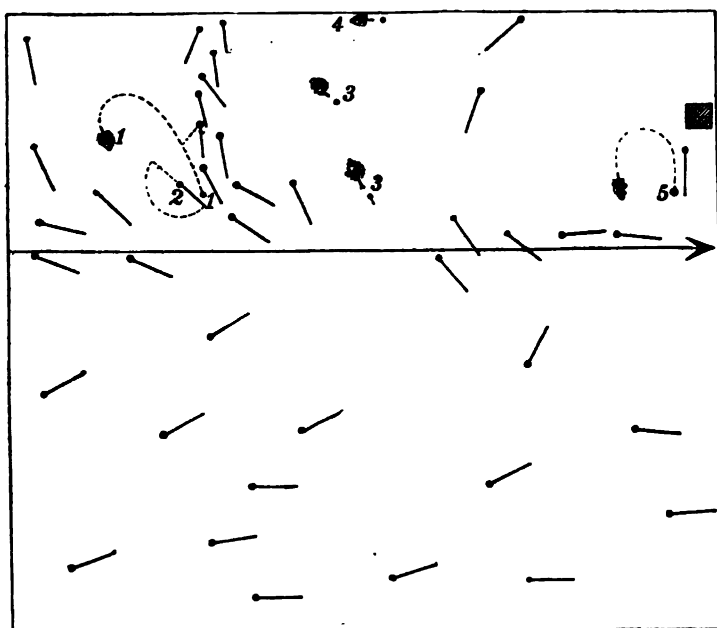


Fig. 2.



Tab. 164.

	Peltier	Finley		Peltier	Finley
Janvier	2	7	Juillet	13	90
Février	0	21	Août	17	47
Mars	2	37	Septembre. . .	11	50
Avril	2	97	Octobre	5	15
Mai	4	81	Novembre. . .	4	22
Juin	14	112	Décembre . . .	1	9

Par saison on a

Hiver	3	(Peltier),	37	(Finley)
Printemps	8	»	215	»
Été	44	»	249	»
Automne	20	»	87	»

M. *Finley* a trouvé la variation diurne suivante:

Tab 165.

A. M.	Nombre	P. M.	Nombre
0h — 1h	0	0h — 1h	0
1 — 2	2	1 — 2	8
2 — 3	3	2 — 3	13
3 — 4	4	3 — 4	27
4 — 5	1	4 — 5	50
5 — 6	0	5 — 6	52
6 — 7	2	6 — 7	25
7 — 8	3	7 — 8	14
8 — 9	0	8 — 9	8
9 —10	0	9 —10	7
10—11	0	10—11	5
11—midi	5	11—min.	3

Ainsi les variations de la fréquence des trombes, soit annuelle, soit diurne, sont à peu près les mêmes que celles que nous avons trouvé plus haut pour les variations de la fréquence des orages. La fréquence est évidement maximum dans les mois les plus chauds et aux heures où la température est la plus haute.

Variations du baromètre pendant les trombes.

Jusqu'à ce jour, trois trombes seulement ont passé au dessus d'un baromètre enregistreur, ce sont celles du 20 octobre 1894 à Little-Rock (Arkansas. États-Unis), du 10 septembre 1896 à Paris, et du 18 juin 1897 à Asnières près Paris. Les courbes des baromètres (Pl. LXVII) sont absolument analogues. Le baromètre baisse brusquement, puis remonte au point de départ une fois que la trombe est passée; le double mouvement, qui s'effectue en quelques secondes, se traduit sur les courbes par un trait vertical. On conçoit que les gradients ont été énormes dans l'intérieur de la trombe. En effet, la baisse a atteint 8 m. m. à Little-Rock, 6 m. m. à Paris et 9,5 m. m. à Asnières. Tandis que les crochets d'orage, qu'on voit aussi sur les courbes, s'observaient à de grandes distances, le mouvement spécial, la baisse brusque, est absolument localisé dans la trombe elle-même. Lors de la trombe d'Asnières, où le baromètre enregistreur a donné, une baisse de 9,5 m. m. on n'a rien observé sur celui de Saint-Ouen, à une distance de 600 m.

»Ces trombes», dit M. *Angot*,(1) »qui ont produit des variations de pression si remarquables, ne paraissent avoir eu aucun effet sur la température ni sur l'humidité; ce fait important a été constaté, par exemple, lors de la trombe de Paris, qui a passé juste sur les instruments de la Tour Saint-Jaques. La même trombe a donné lieu a une observation curieuse: au sommet de la tour, à l'altitude de 58 m, il n'y a eu aucun dommage, alors que les toits des maisons environnantes, hautes de 20 m à 25 m, volaient en morceaux; la vitesse du vent parraissait donc plus grande dans le voisinage immédiat du sol qu'à une certaine hauteur dans l'air libre».

»Le tube vaporeux, constituant la partie visible de la trombe ne semble être qu'une production accessoire due à une conden-

(1) Traité de météorologie. p. 358.

sation abondante de la vapeur d'eau; il peut manquer à peu près complètement, même dans des trombes très violentes. Ainsi, à Paris, le 10 septembre 1896, on ne voyait dans le ciel, pendant une partie au moins du parcours de la trombe, que de petits lambaux de nuages gris *(fracto-nimbus)*, qui tournaient rapidement au dessous du nuage orageux à une altitude de 100 m. à 150 m.; il n'y avait absolument rien entre ces nuages et le sol. De plus, ses nuages étaient animés d'un mouvement ascendant très net, mais faible par rapport au mouvement de rotation; ils décrivaient des fragments d'hélices inclinés de 10° environ sur l'horizon» ....

Sur l'origine des trombes et leur relation avec les grains. Des tourbillons verticaux, dus à des différences de vitesse entre filets voisin, selon la théorie d'*Andoque* adoptée par *Kämtz*, s'observent bien, comme nous l'avons indiqué plus haut, au voisinage d'obstacles. Mais ces tourbillons sont à peu prés stationaires; emportés par le vent, ils meurent à une petite distance des obstacles qui les ont produits. Les trombes, au contraire, effectuent souvent un parcours de plus de 20 km., en subvenant pendant tout leur trajet à une dépense d'énergie considerable.

La théorie thermique, d'après laquelle la trombe est due à un équilibre instable des couches inférieures de l'atmosphère causé par un échauffement très grand de la surface de la terre, est évidement plus féconde. En effet, nous avons constaté l'existence de vraies *trombes de chaleur,* non seulement dans les deserts, mais aussi dans les pays tempérés. Les trombes sont aussi le plus fréquentes en été.

Mais il y a pourtant aussi des trombes pendant l'hiver. Les deux trombes du 1er décembre 1887 à Lenna et à Wendel, parcourant des trajectoires parallèles à une distance de 38 km. l'une de l'autre, étudiées par M. *Wigert,* en sont un spécimen typique. Cette fois il était impossible à parler d'un échauffement très grand de la surface terrestre. En effet, le sol était fortement gelé et la surface en était même plus refroidie que d'ordinaire, la température de l'air ayant descendu le soir du 30 novembre jusqu'à 18° au dessous du zéro. Nous avons vu aussi qu'on a eu quelquefois des tornades en hiver aux États Unis. Mais, »un seul cas bien constaté», dit M. *Wigert,* »d'une véritable trombe ac-

compagnant un orage d'hiver prouve sans contestation possible que les trombes aussi bien que les orages naissent sous l'influence de deux espèces de conditions atmosphériques bien différentes, toutes les deux accompagnées de *courants ascendants chauds et humides.*»

Le 1 decembre 1887 entre 6^h et 7^h du soir les instruments enrégistreurs de l'observatoire météorologique à Upsal indiquèrent le passage d'un tourbillon intense dont le diamètre était fort petit. (Pl. LXVII.) Il renversa des cheminées dans la ville et s'éloigna vers l'E. A 21 km. à l'E d'Upsal il était devenu une trombe très forte malgré le sol fortement gelé, renversait des arbres par centaines qui, en formant une »rue» dans la forêt a Lenna. En même temps une autre trombe passa parallèlement à celle-ci au dessus de Wendel situé à 38 km. plus au nord. (Pl. LXI, fig. 2 et 3). Les trombes étaient suivies d'un orage qui éclata sur Upsal à 7^h du soir et qui marcha vers l'est, au dessus de la mer et de la partie sudouest de la Finlande. (Pl. LXVI). Les isothermes sont très serrées comme pendant le passage d'un grain. Une forte dépression passait des îles de Lofoten au dessus de la Laponie et son centre se trouvait le matin suivant à Haparanda. Malheureusement les observations barométriques n'étaient pas assez fréquentes pour indiquer un »V», mais la courbe d'Upsal fait voir des crochets d'orages après le passage du tourbillon.

M. *Finley* à démontré (1) que les conditions atmosphériques qui favorisent la formation des trombes et des tornades dans les États Unis sont exactement les mêmes que celles qui font naître les orages. M. *Durand-Gréville* a démontré, en se fondant sur les recherches de M. *Finley,* que les tornades naîssent en général comme les orages sur une ligne de grain. (2)

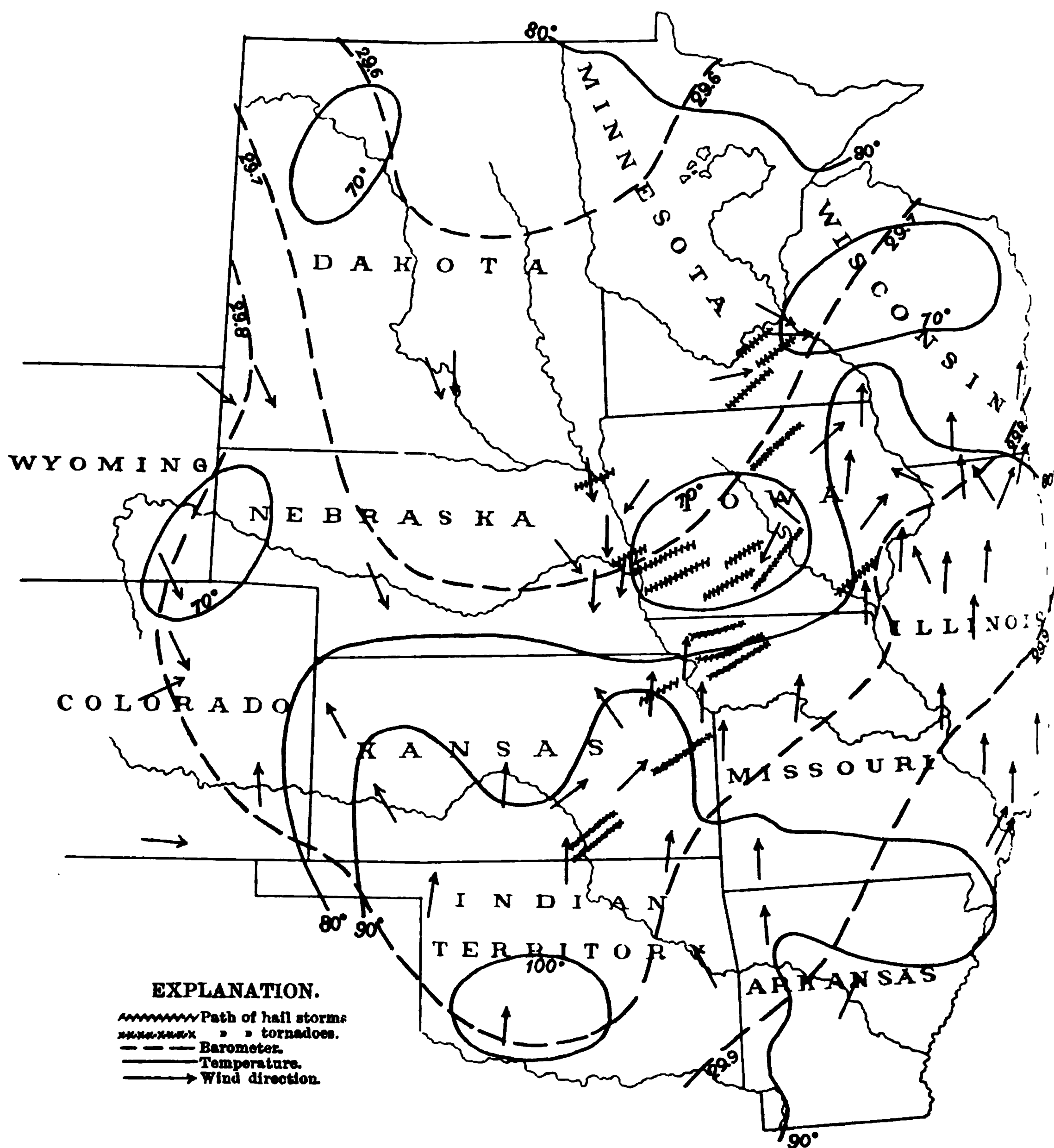
Nous avons vu, que les trombes et les tornades ont les mêmes variations annuelles et diurnes que les orages.

Pour les trombes et les tornades, on avait remarqué depuis longtemps leur tendance moyenne à se déplacer vers l'est et le

(1) Report of the Character of 600 Tornadoes. — Professional Papers of the Signal Service. N:o VII. 1882. et Tornado Studies for 1884. — Id. N:o XVI. 1885.

(2) Les grains et les tornades. — Ann. du Bur. mét. de France, 1893. —

Showing the Pressure, Temperature and Wind Direction, at about 3 p.m., June 12, 1881, over the territory visited by the violent tornadoes and hail storms of that date. PL. LXV.



nord-est. Sur les 393 tornades, à propos desquelles M. Finley a eu des renseignements de direction. (1)

210	ont	marché	vers	le	NE
16	»	»	»	»	ENE
14	»	»	»	»	E
5	»	»	»	»	ESE
38	»	»	»	»	SE
3	»	»	»	»	SSE
7	»	»	»	»	NNW.

Ces indications suffisent à montrer l'accord entre les mouvements des tornades et ceux des orages et des dépressions des régions tempérées. La vitesse moyenne des tornades est de 30 milles à l'heure. D'autre part, *Loomis,* a obtenu pour vitesse des dépressions analogues le chiffre moyen de 26 milles à l'heure. Mais nous ne devons pas oublier que les vitesses des dépressions ont été calculées d'après la moyenne de 24 heures, et que la vitesse des dépressions a un maximum pendant l'après midi, c'est à dire au moment le plus favorable à l'apparition des tornades. Or, les tornades ont en moyenne la même vitesse que les dépressions.

Les cartes de M. *Finley* font voir aussi qu'il y a une relation intime entre les dépression et les tornades. Quelquefois il a même pu montrer qu'elles éclatent dans une anse des isobares. Voici comme spécimen la Pl. LXV, indiquant les isobares, les isothermes et les directions des vents le 12 juin 1881 à 3^h du soir. La planche fait voir les conditions typiques dans lesquelles naîssent les orages de tourbillon; une anse des isobares et une temperature élevée vers le SE et une temperature plus basse vers le NW. Nous voyons aussi toute une série d'orages avec grêle, mais *simultanément huit tornades.* Les orages et les tornades se mouvaient le long de trajectoires parallèles. Les deux phénomènes sont évidemment causés par des conditions météorologiques analogues. M. *Finley* a trouvé que 425 tornades ont été signalée comme simultanées avec des orages. En 17 cas la trombe ellemême était chargée fortement d'électricité, mais la tornade n'est pas un résultat de l'orage, puisque M. *Finley* a relevé 49 cas de tornades dans lesquelles l'absence complète d'électricité a

(1) Character of 600 Tornadoes. p. 14.

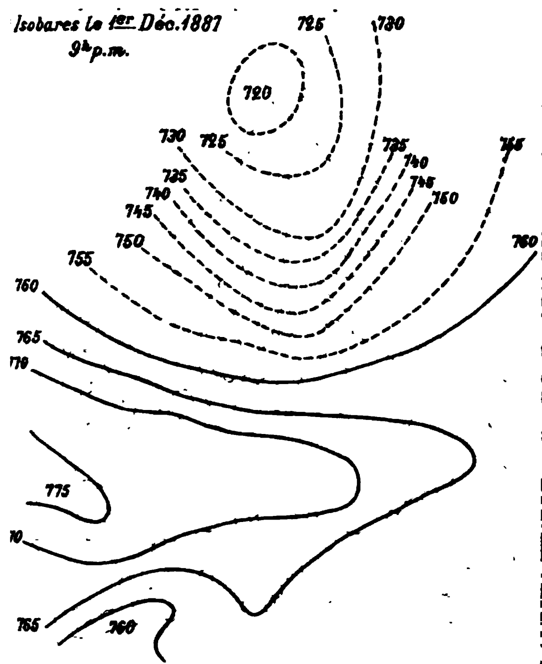
été expressement signalée par les observateurs.

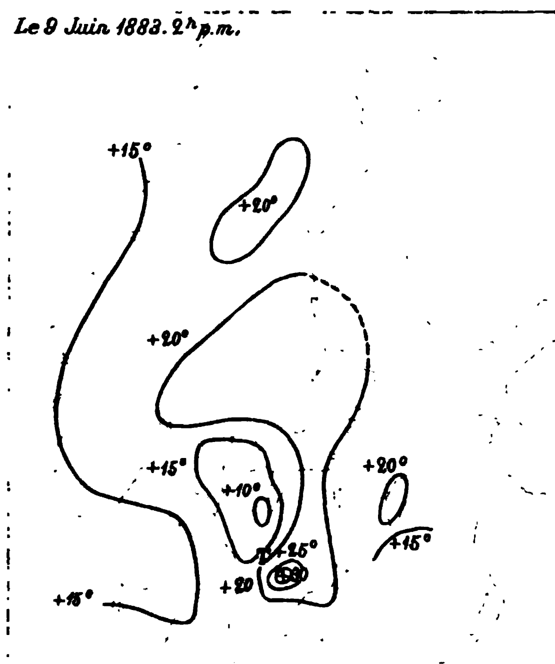
Une autre preuve que tout a lieu dans l'intérieur d'un ruban de grain, le plus souvent un grain orageux, c'est que le passage des tornades, absolument comme celui des orages, est suivi d'une forte baisse de la température. Parmi les 600 tornades discutéés par M. *Finley,* il n'y en a que 80 à propos desquelles ce phénomême a été signalé, mais dans ces cas on a constaté sans exception du froid, ou »un froid humide et pénétrant» succédant à la tornade.

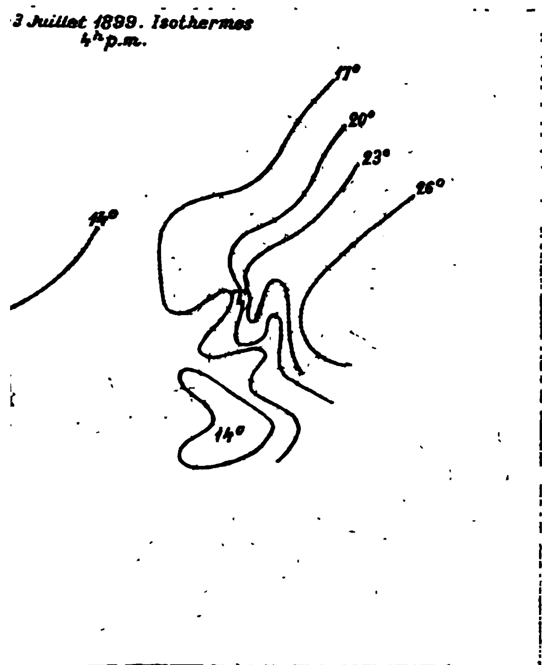
La Pl. LXVI, fait voir qu'en Suède aussi les trombes naissent dans des régions, où *les isothermes sont fortement reserrés.*

Ainsi il est bien constaté que *les trombes et tornades se forment en général, comme les orages de tourbillon, dans un ruban de grain.*

En examinant les courbes barométriques (Pl. LXVII) on trouve que le trait vertical, indiquant le passage de la trombe, se trouve immédiatement avant le crochet d'orage le plus grand. Ainsi, les trombes se forment dans le ruban de grain au moment où arrive la hauteur barométrique la plus basse, ou *exactement dans le thalweg,* immédiatement avant le changement brusque du vent.


Isobares le 1er Déc. 1887
9h p.m.
720
725
730
735
740
745
750
755
760
765
770
775


Le 9 Juin 1883. 2h p.m.
+15°
+20°
+15°
+10°
+25°
+20
+15°


3 Juillet 1899. Isothermes
4h p.m.
17°
20°
23°
26°
14°
14°

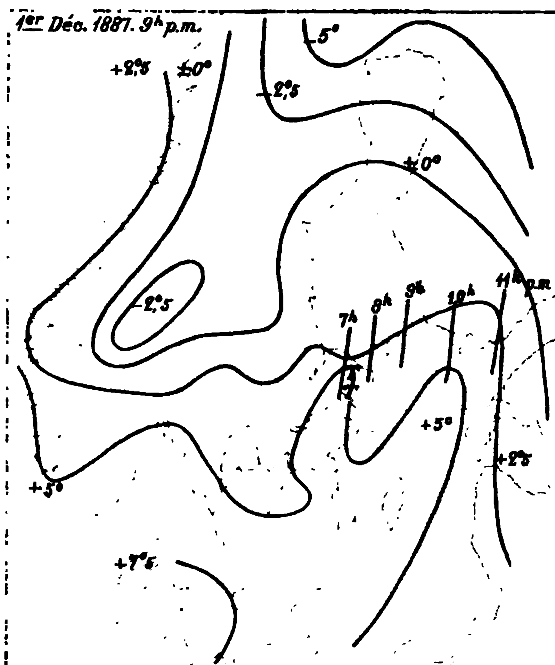

1er Déc. 1887. 9h p.m.
+2°,5
±0°
-5°
-2°,5
±0°
-2°,5
7h
8h
9h
10h
11h p.m.
+5°
+2°5
+5°
+7°5

Fig. 1.

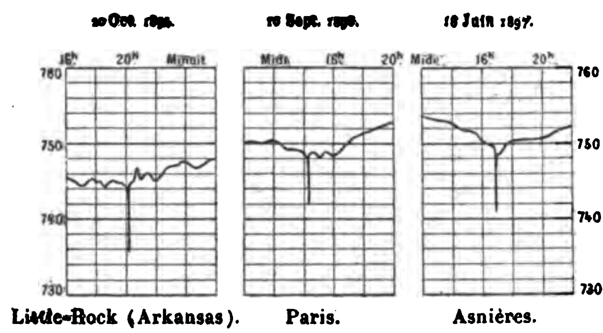
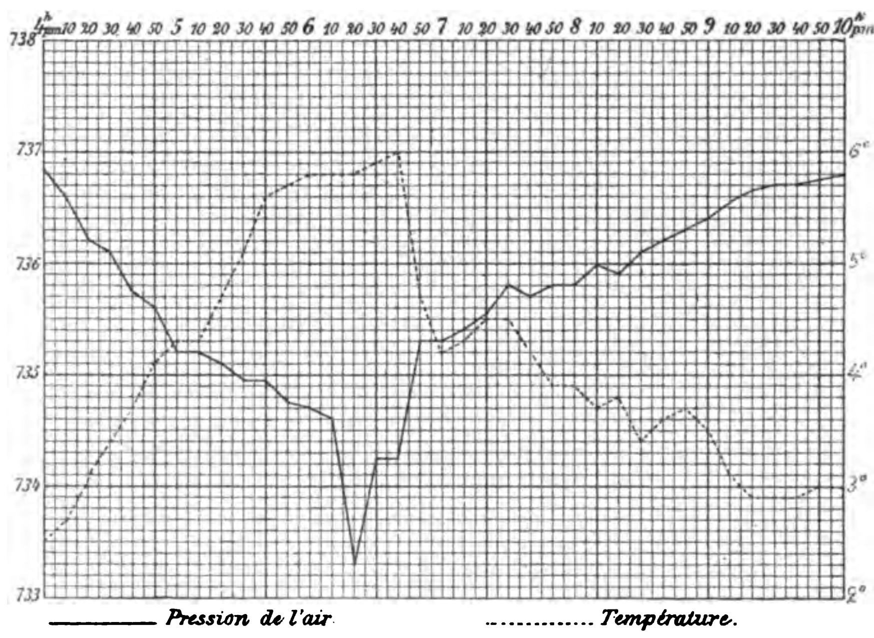

18 Juin 1897.
16h 20h Minuit
Midi 18h 20h
Midi 16h 20h
750
730
760
750
740
730
Little-Rock (Arkansas).
Paris.
Asnières.

Fig. 2.


4h pm 10 20 30 40 50 5 10 20 30 40 50 6 10 20 30 40 50 7 10 20 30 40 50 8 10 20 30 40 50 9 10 20 30 40 50 10h pm
738
737
736
735
734
733
6°
5°
4°
3°
2°
Pression de l'air
Température.

LES BASES

DE LA

MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

HISTORIQUE - ÉTAT DE NOS CONNAISSANCES

PAR

M. le Dr H. HILDEBRAND HILDEBRANDSSON

Professeur à l'Université Royale et Directeur de l'Observatoire Météorologique d'Upsal,
Membre de l'Académie Royale des Sciences de Suède et du Comité Météorologique international

ET

M. Léon TEISSERENC DE BORT

Météorologiste au Bureau central Météorologique de France,
Directeur de l'Observatoire de Météorologie dynamique

8me LIVRAISON

PARIS
GAUTHIER-VILLARS ET FILS, IMPRIMEURS-LIBRAIRES
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
Quai des Grands-Augustins, 55.

1905

CHAPITRE VII.

Hauteurs et vitesses des nuages d'après les mesures internationales 1896—97.

1. Hauteurs moyennes des nuages. Le Tab. 166 donne les hauteurs moyennes de toutes les stations dont les observations faites pendant »l'année des nuages», 1896—97, ont été publiées. Les observations de Pavlovsk ne sont pas encore publiées in extenso. Les nombres donnés sont ceux publiés dans une note préliminaire de M. *Rykatchew.* (1)

Les observations faites pendant cette année à Simla étant peu nombreuses, nons avons inséré à leur place, celles faites par M. *Hill* à Allahabad du décembre 1898 à Mars 1900. (2)

L'inspection du tableau suffit pour qu'on puisse constater les lois suivantes:

1° *Les hauteurs des nuages, surtout des nuages supérieurs décroissent de l'équateur vers les pôles,* et

2° *Les hauteurs des nuages sont plus grandes en été qu'en hiver dans les zones tempérées;* dans l'Inde elles sont en général plus grandes pendant la mousson du NE que pendant celle du SW.

2. Maxima et minima des hauteurs. Le Tab. 167 nous donne les maxima et les minima des hauteurs aux stations différentes.

(1) Observations internationales des nuages, faites à l'observatoire Constantin à Pavlovsk pendant la première année d'observation du 1 Mai 1896 au 30 Avril 1897. — St. Pétersbourg 1900. —

(2) E. G. Hill: Report on cloud observations and measurements in the plains of the North-Western Provinces of India during the period December 1898 to March 1900. — Indian meteorological memoirs. Vol. IX, P. III. N:o 3. — Calcutta 1901. —

Tab. 166.

Hauteurs moyennes. 1. *Été.*

	Bossekop	*Storlien* (1887)	*Upsala* (1884—85)	*Upsala*	*Pavlovsk*	*Potsdam*	*Trappes*	*Toronto*	*Blue Hill*	*Washington*	*Allahabad*	*Manille*
Ci	8318	8271	8871	8176	8814	9054	8936	10901	9525	10358	10765	11133
Ci St	6608	—	—	6362	8094	8085	7851	8943	10099	10620	—	12968
Ci-Cu	5353	6337	6465	6457	4600	5893	5826	8883	6673	8826	11278	6823
A St	4649	—	—	2774	—	3293	3792	4241	6247	5772	—	4302
A Cu sup.	—	4562	5586	5224	—	—	—	—	—	—	—	—
A Cu inf.	—	2744	2771	2682	—	—	—	—	—	—	—	—
A Cu	3419	—	—	3432	3053	3632	3676	3516	3763	5030	4502	5707
St Cu	1343	1788	2331	1771	1847	2163	1815	2005	1160	2870	—	1901
Nb	978	1664	1527	1197	—	1792	1079	—	1189	1926	836	1382
Cu	—	1677	1507	1685	1764	1880	1574	1697	—	—	1757	1826
Cu (sommet)	2155	2181	1855	2000	2406	2100	2160	—	2900	3068	—	—
Cu (base)	1324	1401	1386	1454	1635	1445	—	—	1781	1182	—	—
Fr Cu	—	—	—	1832	2146	1707	1402	—	—	—	—	—
Cu Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1714	6454
Cu Nb (sommet)	3955	—	—	3971	4682	3990	5485	—	9031	4965	—	—
Cu Nb (base)	2045	—	—	—	1615	2057	2525	—	1601	1750	—	—
Stratus	656	998	623	—	839	675	944	—	510	838	—	1065

Tab. 166 (suite).

Hauteurs moyennes. 2. *Hiver.*

	Upsala	*Pavlovsk*	*Potsdam*	*Trappes*	*Toronto*	*Blue Hill*	*Washington*	*Allahabad*	*Manille*
Ci	6980	8740	8070	8514	9978	8612	9511	12884	10634
Ci St	5455	7090	7653	5849	8530	8893	9526	13342	11638
Ci-Cu	6131	5985	5406	5634	8246	6155	7413	11553	6421
A St	4090	—	2988	3822	4180	4574	4801	—	—
A Cu	4114	3172	3349	4274	2494	3658	3822	6257	4638
St Cu	1964	1501	1415	1614	1542	1604	2399	3550	2322
Nb	987	—	1285	1053	—	646	1804	5003	1488
Cu	1516	—	1499	1112	1326	—	—	1344	1821
Cu (sommet)	1649	1602	1744	2371	—	1623	2855	—	—
Cu (base)	714	1118	991	—	—	1544	1198	—	—
Fr-Cu	1219	—	1025	1429	—	—	—	2619	—
Cu Nb	—	—	—	—	—	—	—	2521	3136
Cu Nb (sommet)	5175	—	4735	3850	—	—	3730	—	—
Cu Nb (base)	1377	—	3825	—	—	—	—	—	—
Stratus	506	1000	607	—	—	608	1132	—	—

Tab. 167.

Maxima des hauteurs.

Forme	Bossekop	Storlien 1887.	Upsala 1884–85.	Upsala	Pavlovsk	Potsdam	Trappes	Toronto	Blue Hill	Washington	Allahabad Dec. 1898 — Mars 1900.	Manille
Ci	11788	10419	13376	11345	11694	11165	12068	11776	15006	17182	31774	20454
Ci-St	10394	—	—	9949	10124	11913	11315	10627	13601	16144	27344	17137
Faux-Ci	—	—	—	—	—	—	9336	—	—	—	—	—
Ci-Cu	8391	7358	10235	10626	7922	9850	10725	11496	11410	15411	36925	11225
Al-St	6195			6624	—	6710	9947	5135	9692	15552	—	7141
Al-Cu sup.	—	—	—	8853	...	—	—	—	—	—	—	—
Al-Cu inf.	—	—	—	3986	—	—	—	—	—	—	—	—
Al-Cu	6658	4918	8297	(6419)	7797	7357	7689	4395	9166	10167	21846	8045
St-Cu	3208	2830	4324	4392	3523	6020	5092	2987	4605	7285	3456	3833
Nb	3121	5741	3700	2540	—	4265	2449	—	5327	3684	4908	2294
Cu	—	2343	2078	3676	2522	—	5184	3864	—	5242	4269	4449
Cu (sommet)	4823	2997	3611	4405	5712	4750	5030	—	5003	—	—	—
Cu (base)	2927	1901	2143	2934	2596	2550	2663	—	4168	—	—	—
Fr-Cu	—	—	—	3384	3710	3741	3772	—	—	—	7229	—
Cu-Nb	—	—	—	—	—	—	5848	—	—	15903	7705	12859
Cu-Nb (sommet)	9022	—	—	9018	6630	8770	10354	—	13882	—	—	—
Cu-Nb (base)	3127	—	—	2585	2414	4463	3124	—	2614	—	—	—
Stratus	1906	—	—	546	1168	972	1944	—	—	—	—	1581

Tab. 167.

Minima des hauteurs.

Forme	Storlien	Upsala 1884—85.	Upsala	Pavlovsk	Potsdam	Trappes	Toronto	Blue Hill	Washington	Allahabad	Manille
Ci	6148	4970	3613	4666	4780	6347	8217	2719	5430	720?	5112
Ci-St	—	—	2924	3286	4269	4047	7085	4036	5142	3512	6879
Faux-Cu	—	—	—	—	—	3601	—	—	—	—	—
Ci-Cu	5233	3880	2458	2201	2628	2827	5417	2126	3067	3964	3249
Al-St	—	—	1466	—	947	1358	2472	1232	1613	—	3212
Al-Cu sup.	—	—	4010	—	—	—	—	—	—	—	—
Al-Cu inf.	—	—	1278	—	—	—	—	—	—	—	—
Al-Cu	1182	1498	—	1416	1143	833	2302	984	1524	409	2909
St-Cu	638	887	470	744	300	393	1056	313	1375	3345	1338
Nb	617	213	232	—	280	231	—	70	634	300	836
Cu	1210	901	783	990	—	372	757	—	545	256	529
Cu (sommet)	1146	900	674	820	630	521	—	787	—	—	—
Cu (base)	929	730	523	703	388	647	—	536	—	—	—
Fr-Cu	—	—	414	1136	355	344	—	—	—	1623	—
Cu-Nb	—	—	—	—	—	993	—	—	1249	473	886
Cu-Nb (sommet)	—	—	2275	2924	1430	1846	—	5530	—	—	—
Cu-Cb (base)	—	—	1377	982	600	750	—	170	—	—	—
Stratus	—	—	469	530	249	293	—	—	—	—	588

Les limites en hauteur des espèces différentes de nuages sont, comme on le voit, assez étendues à cause de l'état variable du temps et des nombreuses formes de transition. D'où il résulte que les maxima et les minima des hauteurs sont très discordants dans les différentes séries de mesures d'un même endroit et encore plus dans celles de stations différentes. Cependant il semble qu'en général les hauteurs maxima décroissent de l'équateur vers les pôles comme les hauteurs moyennes.

Les deux séries d'Upsala font croire que *les hauteurs des nuages sont assez variables d'une année à une autre.* En effet, les hauteurs trouvées par MM. *Ekholm* et *Hagström* en 1884—85 sont notablement plus grandes que celles trouvées en 1896—97 par MM. *Lundal* et *Westman.*

3. Hauteurs moyennes à des températures différentes. Les tableaux des stations différentes font voir qu'en général la hauteur croît quand la température s'élève. Le Tab. 168 donne les moyennes des résultats trouvés à Pavlovsk, Upsala, Potsdam et Trappes pour les formes des nuages les plus fréquentes, Ci, Ci-Cu, Al-Cu, St-Cu, Nb et Cu (sommets).

Tab. 168.

	> −10°	−10°— −S°	−S°—0°	0°—5°	5°—10°	10°—15°	15°—20°	20°—25°	25°—80°
Ci	6708	7479	7044	7700	7743	8711	8912	9168	9168
Ci-Cu	—	5719	5601	5612	5579	6028	5831	5418	5436
Al-Cu	2627	3119	2039	3487	3159	2989	3299	3641	3977
St-Cu	—	1228	1329	1604	1701	1796	1999	2013	—
Nb	—	—	—	1025	1035	1307	1534	1760	2055
Cu (sommets)	—	—	—	1683	1706	1855	2082	2480	2750

On peut donc énoncer la loi suivante:

Les hauteurs des nuages supérieurs et inférieurs croissent avec la temperature de l'air à la surface terrestre.

Les observations des observatoires situés en dehors de l'Europe confirment aussi cette loi.

Quant aux nuages intermédiaires il n'y a pas une relation bien nette entre la température et les hauteurs des nuages. En Europe les Ci-Cu présentent un maximum de hauteur à une température de 10°—15°, et les hauteurs des Al-Cu sont assez

irrégulières. Au contraire, en Amérique les hauteurs des Ci-Cu croissent commes celles des nuages supérieurs avec la température, et les Al-Cu ont, et à Blue Hill, et à Washington, un minimum de hauteur à des températures intermédiaires. —

4. *Hauteurs moyennes à des pressions différentes.* — Le Tab. 169 donne les moyennes des observations faites à Upsala, Potsdam et Trappes.

Tab. 169.

Été.

	> 45 >	745—50	750—55	755—60	760—65	765—70	< 770
Ci	8001	8491	8386	8538	8922	8920	7757
Ci-Cu	—	—	6220	5881	6990	5195	—
St-Cu	1485	1795	1941	2466	1885	1674	—
Nb	1248	1300	(1053)	1394	1575	1113	914
Cu (sommets)	1782	1790	1911	2000	2174	1944	1728
Cu (bases)	894	944	1158	1428	1369	887	1270

Hiver.

	> 45 >	745—50	750—55	755—60	760—65	765—70	< 770
Ci	7113	7088	7197	8243	8237	8275	8131
Ci-Cu	6756	5454	5863	6420	5575	5657	6130
Al-Cu	3356	3211	3305	3357	3641	2719	4089
St-Cu	1653	1857	1985	1519	1433	1300	1238
Nb	981	821	1256	1002	847	886	939

On déduit de ce tableau que *les hauteurs des nuages supérieurs et inférieurs croissent avec la pression de l'air jusqu' à la pression moyenne, pour décroître de nouveau quand la pression devient plus forte. Pour les nuages intermédiaires il n'y a pas de relation bien nette entre la pression barométrique et les hauteurs des nuages.*

Cette loi n'est pas confirmée par les observations faites en Amérique, et, ni à Blue Hill, ni à Washington, on a trouvé une loi quelconque. Si à l'une des stations on a constaté en certains cas une relation apparente, les observations de l'autre station ont plutôt prouvé le contraire.

5. *Vitesses horizontales moyennes. — Maxima et minima des vitesses horizontales.*

Tab. 170.

Vitesses horizontales moyennes.

1. *Été.*

	Bossekop	*Upsala*	*Potsdam*	*Trappes*	*Blue Hill*	*Washington*	*Manille*
Ci	18.5	20.1	21.9	23.2	30.0	30.8	13.8
Ci-St	17.8	(39.3)	24.2	22.7	30.0	26.9	15.5
Ci-Cu	10.8	17.1	12.7	22.7	18.5	23.5	3.3
A-St	13.0	5.4	11.1	14.8	24.7	17.6	—
A-Cu sup.	—	14.9	—	17.0	—	—	—
A-Cu inf.	—	8.7	—	11.1	—	—	—
A-Cu	10.7	11.8	9.3	13.3	12.9	16.5	10.7
St-Cu	5.4	6.7	8.7	9.1	9.6	10.5	3.7
Nb	5.9	7.1	10.8	10.4	14.0	8.5	—
Cu	7.2	—	7.4	9.6	—	—	6.3
Bu (sommet)	—	7.0	7.7	10.0	13.1	7.0	—
Cu (base)	—	6.3	5.8	9.2	9.1	—	—
Fr-Cu	—	7.8	6.8	8.4	—	—	—
Cu-Nb	—	8.8	—	13.7	—	—	8.7
Cu-Nb (sommet)	—	—	9.3	14.4	21.8	15.3	—
Cu-Nb (base)	—	—	8.6	10.4	—	—	—
Stratus	7.0	—	7.2	9.8	5.6	6.0	—

2. *Hiver.*

	Upsala	*Potsdam*	*Trappes*	*Blue Hill*	*Washington*	*Manille*
Ci	22.9	27.5	23.4	37.1	34.9	12.6
Ci-St	13.1	19.7	18.8	41.7	30.4	16.2
Ci-Cu	17.7	24.3	26.8	35.7	33.4	3.4
A-St	—	15.8	18.2	25.1	21.3	19.0
A-Cu sup.	16.2	—	16.4	—	—	—
A-Cu inf.	9.5	—	9.6	—	—	—
A-Cu	12.8	16.5	14.2	23.9	21.3	4.3
St-Cu	12.5	11.5	11.1	13.1	15.1	7.6
Nb	6.1	13.0	15.6	13.1	11.9	6.3
Cu	7.8	9.0	11.6	—	—	4.8
Cu (sommet)	11.6	9.5	12.4	—	10.9	—
Cu (base)	—	(13.5)	11.6	15.4	—	—
Fr-Cu	11.5	11.7	11.0	—	—	—
Cu-Nb	17.3	—	—	—	—	7.8
Cu-Nb (sommet)	—	27.8	—	—	21.1	—
Cu-Nb (base)	—	18.2	—	—	—	—
Stratus	—	10.1	10.1	9.5	10.5	—

Tab. 171.

Vitesses moyennes en différentes étages.

1. *Été.*

Hauteurs k. m.	70° Bossekop	60° Upsala	52.5 Potsdam	49° Trappes	42° Blue Hill	39 Washington	14,5 N. L. Manille
0—2	6.6	9.3	7.2	9.2	8.5	8.2	5.3
2—4	7.2	6.4	9.2	11.5	11.5	12.8	7.1
4—6	12.7	12.0	13.5	17.6	13.9	16.6	8.0
6—8	16.2	20.3	20.5	21.6	19.0	19.4	8.5
8—10	18.8	19.7	21.7	22.2	29.6	25.0	10.2
may.	12.3	13.5	14.4	16.4	16.5	16 4	7.8
10—12	24 4	—	—	—	32.9	28.5	12.9

2. *Hiver.*

Hauteurs k. m.	Upsala	Potsdam	Trappes	Blue Hill	Washington	Manille
0—2	9.0	12.0	11.0	11.3	9.8	5.7
2—4	10.8	16.9	13.3	17.9	14.8	7.1
4—6	19.9	22.5	16.7	26.8	18.6	4.9
6—8	20.5	21.7	26.1	31.0	24.1	7.5
8—10	26.9	32.1	29.6	41.8	28.2	17.0
may.	17.4	21.0	19.3	24.7	19.1	8.4
10—12	—	—	—	50.4	33.2	13.0

Tab. 172.

1. *Maxima des vitesses horizontales.*

	Upsala	Potsdam	Trappes	Blue Hill	Washington	Manille
Ci	67.7	59.2	68.1	103.0	80.2	71.0
Ci-St	54.0	52.5	51.5	94.0	91.9	84.7
Faux-Ci	—	—	28.2	—	—	—
Ci-Cu	62.2	46.7	83.0	81.0	90.0	37.9
Al-St	14.5	35.0	32.0	61.0	47.5	—
Al-Cu sup.	39.0	—	40.2	—	—	—
Al-Cu inf.	31.6	—	25.9	—	—	—
Al-Cu	39.0	34.6	40.2	50.0	53.9	16.2
St-Cu	33.9	29.2	26.8	25.0	32.8	13.7
Nb	12 3	25.5	28.2	25.0	12.7	11.6
Cu	41.4	—	27.5	—	40.3	33.7
Cu (sommet)	19.1	33.3	26.7	—	—	—
Cu (base)	7.4	20.7	28.6	31.0	—	—
Fr-Cu	14.5	30.4	23.5	—	—	—
Cu-Nb	27.5	—	30.4	—	37.5	31.0
Cu-Nb (sommet)	—	31.3	48.9	49.0	—	—
Cu-Nb (base)	—	30.0	11.8	—	—	—
Stratus	—	—	23.5	—	—	—

De ces tableaux il suit que

1° *La vitesse du vent à toute hauteur est plus grande en hiver qu'en été.*

2° *Cette vitesse croît vers le Sud, au moins jusqu' à la latitude de 40° environ.*

A cette latitude commencent, comme nous le savons, les vents supérieurs du NW qui alimentent du côté nord les hautes pressions des tropiques. Ils doivent se ralentir en s'approchant de la crête du maximum barométrique, où ils rencontrent l'alizé du SW, déviée à droite, d'où il resulte *un courant très faible d'ouest.*

Tab. 172.

2. *Minima des vitesses horizontales.*

	Upsala	Potsdam	Trappes	Blue Hill	Washington	Manille
Ci	3.8	3.2	4.2	3.8	1.0	1.0
Ci-St	8.6	5.2	6.8	0.5	1.5	3.5
Faux-Ci	—	—	0.5	—	—	—
Ci-Cu	2.2	3.3	4.4	4.3	2.1	0.5
Al-St	0.8	0.3	7.1	7.5	2.7	—
Al-Cu sup.	5.0	—	5.6	—	—	—
Al-Cu inf.	1.5	—	0.7	—	—	—
Al-Cu	1.5	1.0	0.7	1.7	1.6	1.1
St-Cu	1.6	1.9	2.2	0.2	1.8	3.4
Nb	1.7	1.9	1.8	4.0	4.5	1.3
Cu	2.5	—	0.4	—	0.4	0.2
Cu (sommet)	0.6	1.0	1.7	—	—	—
Cu (base)	2.7	0.3	4.0	2.0	—	—
Fr-Cu	3.5	0.1	1.1	—	—	—
Cu-Nb	—	—	7.5	—	1.5	0.8
Cu-Nb (sommet)	1.6	2.0	1.7	5.4	—	—
Cu-Nb (base)	—	4.1	7.8	—	—	—
Stratus	—	4.4	2.1	—	—	—

Nous avons vu que la direction moyenne des nuages supérieurs au dessus de Ténériffe est de l'ouest, et la série d'observations nouvelle de Horta sur l'île Fayal des Açores donne le même resultat. En effet, la direction moyenne des Cirrus y est W 5° N en été. *A Manille,* 14°5 N. L., *la vitesse est aussi très petite, plus petite même qu'à Bossekop, près du cap Nord.*

La variation de la vitesse moyenne du vent dans la verticale a fait l'objet de recherches très intéressantes de la part de MM.

Clayton (1) et *Egnell* (2). M. *Clayton* a multiplié la vitesse moyenne de chaque forme de nuage par la densité moyenne de l'air à la hauteur correspondante. Il a calculé les densités suivantes pour les hauteurs moyennes: Cu=0,85, A-Cu=0,67 Ci-Cu =0,47 et Ci=0.38. En multipliant les vitesses moyennes par ces facteurs il obtint:

Cirrus	Cyclones	5.8	Anticyclones	5.0
Ci-Cu	»	6.9	»	5.6
A-Cu	»	5.6	»	6.0
Cu	»	8.3	»	7.9
Vent	»	6.9	»	5.8

De là il conclut *qu' approximativement la même masse d'air passe à chaque hauteur en moyenne.*

M. *Egnell* a traîté la question plus en détail.

»Pour me faire une idée», dit-il, »de la quantité d'air déplacée à des hauteurs différentes, j'ai assujetti les vitesses moyennes à une reduction en les multipliant par le rapport entre la densité de l'air à la hauteur correspondante et au sol. Je n'ai pourtant pas tenu compte de la décroissance de température dont les effets sur la décroissance de la pression et sur la densité à une pression donnée tendent à se compenser. Elle n'est d'ailleurs pas connue à toutes les stations où l'on a fait des observations de nuages, de sorte qu'il est impossible de faire un calcul absolument rigoreux. Je me suis donc contenté de calculer, d'après la formule ordinaire, la pression b à toutes les hauteurs en partant d'une pression de 760 m. m. et d'une température de 0°, et j'ai multiplié ensuite les vitesses par le rapport $\frac{b}{760}$».

Le tableau ci-après donne ce »deplacement moyen à 760 m. m.».

(1) Americal Meteorological Journal P. X, 1893, p. 177 et Annals of the Astronomical Observatory of Harvard College. Vol. XXX, p. IV, 1896, p. 448.

(2) Cpts. Rend. de l'Acad. des Sc. à Paris le 9 févr. 1903.

Tab. 173.

Hauteurs en k. m.	*Bossekop*	*Upsala*	*Trappes*	*Blue Hill*	*Hauteurs* k. m.	*Washington*
0— 2	5.7	8.0	8.8	8.9	0.0— 1.2	6.2
2— 4	5.9	6.0	8.3	10.0	1.2— 2.8	8.3
4— 6	6.7	8.5	8.8	10.6	2.8— 4.4	9.3
6— 8	6.4	8.6	10.0	10.5	4.4— 6.0	9.0
8—10	6.2	8.6	8.2	11.3	6.0— 7.6	8.7
10—12	6.2	—	—	10.7	7.6— 9.2	8.9
Dépl. moy.	6.0	7.9	8.8	10.3	9.2—10.8	7.7
					Dépl. moy.	8.3

Ainsi dans la zone tempérée *la quantité d'air déplacée dans le vent est constante à toutes les hauteurs,* ou:

La vitesse moyenne du vent varie avec la hauteur en raison inverse de la densité de l'air.

Pour avoir une idée assez exacte de la vitesse moyenne du vent jusqu' à 12000 m de hauteur, il suffirait donc de connaître le déplacement moyen à 760 mm, determiné à une hauteur suffisante (environ 300 m) pour éliminer les influences locales. ce nombre étant caractéristique pour chaque station. M. *Egnell* indique qu'il serait très intéressant de connaître le deplacement moyen en plusieurs endroit. On voit par le tableau précédent qu'il croît vers le sud jusqu'à la latitude de 40° comme la vitesse. Il est possible, qu'il varie aussi avec les éléments météorologiques. »Pour toutes les études», dit-il, »concernant la vitesse du vent à des hauteurs différentes, par exemple dans les cyclones et les anticyclones, il serait avantageux de réduire la vitesse observée de la façon que je viens d'indiquer. On verrait ainsi non seulement si la vitesse est plus rapide ou plus lente que l'indique la loi, qui servirait ainsi d'étalon.»

La loi ne s'applique pas à toutes régions de la terre. A Manille les vitesses réduites vont en diminuant.

Hauteur k. m.	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	moy.
Avr.—Sept.	7.8	4.9	4.7	3.7	3.5	3.3	2.9	4.4
Oct.—Mars	5.4	5.2	2.7	3.1	5.3	3.4	2.2	3.9

Dans la saison avril—septembre, où les observations sont relativement nombreuses, la diminution est la plus regulière.

Il va sans dire que la loi d'*Egnell* ne s'applique qu'aux *moyennes*. Comme M. *Teisserenc de Bort* la fait voir (1) par les observations de cerfs volants et par la détermination des trajectoires des ballons sondes la vitesse du vent est en général très variable à des hauteurs différentes. Surtout dans les anticyclones on retrouve souvent des accalmies à des hauteurs intermédiaires.

6. Variations diurne des hauteurs. — Le Tab. 174 donne la variation diurne des hauteurs des formes de nuages les plus fréquentes pour l'été.

Tab. 174.

Variations diurne des hauteurs. (Été)

		Été 8–12	12–4	4–8		*Été* 8–12	12–4	4–8
Bossekop	Ci	7957	8575	8364	Cu (sommets)	1767	2332	2219
Upsala		7744	8598	8187		1731	2017	2252
Trappes		9110	9031	8904		1847	2346	2308
Blue Hill		9646	8643	9723		3109	2693	2879
Washington		10166	9998	10777		2932	3061	3056
Bossekop	St-Cu	1208	1297	1533	Cu (bases)	1019	1444	1536
Upsala		2163	1405	1745		1330	1553	1478
Trappes		1678	1797	2171		887	1219	1533
Blue Hill		1185	1095	1229		1688	1850	2008
Washington		3061	2603	2868		1278	1150	1294

Il est évident que le nombre d'observations est trop petit pour permettre des conclusions sûres. MM. *Ekholm* et *Hagström* avaient trouvé que la hauteur des Cirrus croîssent à Upsala du matin au soir d'une manière très régulière. (2) La nouvelle série d'Upsala donne au contraire un maximum de hauteur entre midi et 4^h du soir. A Potsdam on a trouvé un maximum le matin. (3) Pour les autres formes on retrouve aussi des allures très différentes à des différentes stations.

7. Hauteurs moyennes pour les directions différentes des gradients et des vents. Les variations sont très petites et en même

(1) Comptes Rendus de l'Acad. d. Sc. à Paris le 10 juillet 1899.

(2) Mesures des hauteurs et des mouvements des nuages. p. 42.

(3) Ergebisse d. Wolkenbobachtungen. p. 60.

temps très irrégulières à des stations différentes. Seulement, il semble que les hauteurs soient en général les plus grandes avec un gradient dirigé vers le NW et les plus petites avec un gradient dirigé vers le sud. La cause en est probablement que dans le premier cas la température est le plus élevée et dans le second le plus basse.

Quant-à l'épaisseur des Cumulus le tableau suivant donne la différence des hauteurs des sommets et des bases.

Tab. 175.

	8h—midi	midi—4h	4h—8h
Bossekop	742	888	683
Upsala	401	564	774
Trappes	960	1127	775
Blue Hill	1421?	843	871
Washington	1654	1911	1767

MM. *Ekholm* et *Hagström* ont trouvé que (1)

1) la hauteur des bases reste sensiblement la même pendant le milieu de la journée et s'accroît pendant le soir depuis l'heure où les Cumulus commencent à se résoudre;

2) la hauteur des sommets et l'épaisseur des Cumulus présentent une variation diurne très prononcée dont le maximum à lieu a 1^h du soir et les minima le matin et le soir, aux heures où le nuage se forme et où il se dissout;

3) l'accroissement jusqu' à ce maximum est plus rapide que le décroissement vers le minimum du soir;

4) la hauteur, soit des sommets, soit des bases, de même que l'épaisseur des Cumulus, sont le plus variable, d'un nuage à l'autre, d'un jour à l'autre, à l'heure des maxima, et tendent à devenir de plus en plus constante vers l'heure des minima du soir.

Ces résultats sont confirmés par les séries nouvelles de Bossekop, de Trappes et de Washington. Ils concordent aussi avec la variation diurne de la *quantité* des Cumulus trouvée par M. *Hjeltström.* (2)

(1) l. c. p. 40.

(2) Sur la variation diurne de la vitesse du vent. Thèses pour le doctorât. Upsala 1877. (en suédois).

Tab. 176.

Variation diurne des Cumulus à Upsala 1869—76 (été).
(Quantité en pour cent).

8h	10h	midi	2h	5h	7h	9h
4	17	29	28	14	5	1

A Potsdam, au contraire, on a trouvé:

(1) la hauteur des bases croît pendant la journée de 1000 m environ. L'accroissement est le plus rapide le matin et très lent pendant l'aprèsmidi. Le soir la hauteur est presque constante;

(2) les Cumulus croîssent plus vite le matin que le soir. Vers midi l'accroissement des sommets et celui des bases est à peu près le même, mais le matin et le soir les sommets croîssent plus vite que les bases;

(3) l'épaisseur des Cumulus croît le plus vite le matin, reste constante vers midi, et devient la plus grande (600—700 m) pendant l'après-midi.

La nouvelle série d'Upsala donne aussi une épaisseur maxima le soir.

Cependant, il est évident que l'épaisseur doit diminuer avant la dissolution des Cumulus le soir. En effet, on voit alors les Cumulus s'aplatir et se transformer en une espèce de Strato Cumulus.

7. *Fréquence totale des nuages en différents étages.*

Déjà *Vettin* a trouvé que la fréquence des nuages, indépendemment des formes différentes, n'est pas la même à toute hauteur. Au contraire il y a certaines couches dans lesquelles la condensation de la vapeur d'eau est le plus frequente. Ce résultat a été retrouvé dans la plupart des séries publiées depuis ce temps. On a trouvé des maxima aux hauteurs suivantes.

Vettin (1) (*Berlin*)	*Ekholm et Hagström* (*Upsala*)	*Potsdam*	*Blue Hill*	*Washington*
550	700	—	—	—
1300	1300	1400	1400	1800
—	1750	—	—	—
2400	2300	—	3000	—
4500	5000	4200	4800	4000
7900	7000	6600	6800	—
—	—	8600	8200	—
—	9500	9800	10200	9800
—	—	—	11800	—
—	—	—	13800	13200

(1) Met. Zeitschr. 1890.

M. *Süring*(1) a calculé pour chaque couche de 400 m le nombre de mesures fait à chacune des station Bossekop, Pavlosk, Upsala, Potsdam, Blue Hill, Washington et Manille. En reduisant ces nombres en millièmes, et en calculant les moyennes de toutes les stations, il a trouvé les couches de maximum de fréquence suivantes:

1700, 4300, 6500, 8300 et 9900 mètres.

Depuis il a calculé aussi les variations de la hauteur avec l'humidité de l'air (quantité d'eau en un kilog. d'air) et la température de l'air d'après les observations faites au moyen de cerfs-volants et de ballons à Berlin. Cette recherche a conduit à un résultat presque identique. Comme résultat définif de ces travaux il donne les hauteurs suivantes:

500, 2000, 4300, 65000, 8300 et 9900 m.

Ces hauteurs ne sont que des moyennes générales. Elles varient d'une station à une autre et il y a aussi des variations diurnes et annuelles. On voit cependant que ces hauteurs correspondent sensiblement avec celles des 1) Stratus, 2) nuages inférieurs, 3) Al-St et Al-Cu, 4) Ci-Cu, 5) et 6) deux étages dans la région des nuages supérieurs.

Nous n'entrons pas ici dans une discussion sur les causes de ces couches différentes, ni sur les conditions météorologiques de ces étages séparés. Ces questions, encore peu étudiées, ne trouverons leurs solutions que par les travaux poursuivis avec tant de zèle dans les stations aéronautiques.

8. Vitesses verticales des nuages. Les observations ne permettent pas de formuler des règles générales.

---

(1) R. Süring: Schichtbildung in der Atmosphäre. Illustrirte aëronautische Mittheilungen. 1901. p. 97.

CHAPITRE VIII.

Sur la circulation de l'air autour des minima et des maxima barométriques et sur la formation des satellites.

Déjà par l'étude des premières cartes synoptiques on avait constaté que partout l'air se meut en spirales en dedans dans les minima et en dehors dans les maxima. On devait en conclure que d'une manière générale l'air autour du centre d'une tempête s'élève en haut et que, parvenu à une certaine hauteur, il s'éloigne du centre. Au dessus des régions occupées par les maxima les courants supérieurs doivent au contraire converger vers le centre, y descendre et alimenter d'air les courants inférieurs divergents. Nous savons que les observations des nuages supérieurs avaient dès le commencement pour but de vérifier cette conclusion et d'étudier de plus près le mécanisme de ce phénomène. Il n'est pas nécessaire de considérer, ici en détail toutes les recherches faites à cet égard en des pays différents. Nous les connaissons déjà.

Les lois trouvées sont les suivantes:

1° *L'air à la surface terrestre se meut en spirales, en dedans dans les minima et en dehors dans les maxima.*

2° *Les courants aériens, dans lesquelles flottent les nuages inférieurs, marchent dans une direction presque perpendiculaire à celle du gradient, ou parallèle à la tangente des isobares. Dans la partie antérieure d'une dépression, lorsque le gradient s'abaisse vers l'ouest, l'angle qu'il fait avec la direction des nuages est même plus grand que 90°; c'est-à-dire que l'air s'éloigne du centre.*

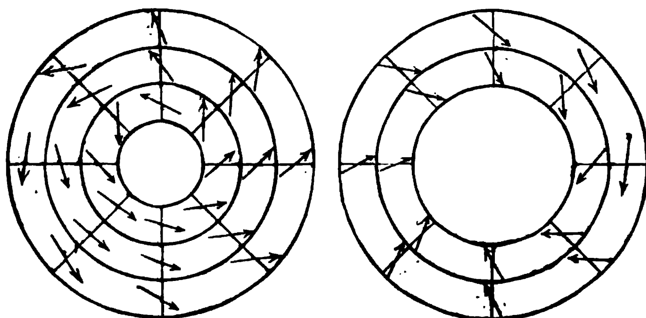
3° *Les courants d'air supérieurs sortent des minima pour envahir les régions où la pression barométrique est grande. Ce mouvement centrifuge du centre est faible dans la zone*

intérieure, mais augmente dans les parties extérieures de la dépression, et encore plus dans les maxima. Ce mouvement est aussi considérablement plus grand pour le gradient dirigé vers l'WSW ou le S que pour les gradients dirigés en sens contraires, c'est-à-dire que l'écoulement de l'air du centre dans les couches supérieures est beaucoup plus fort dans la partie antérieure que dans la partie postérieure, où le mouvement des Cirrus se rapproche de la tangente des isobares. Dans les maxima l'affluence en haut est aussi beaucoup plus grande au-dessus du versant ouest que du versant opposé. (1)

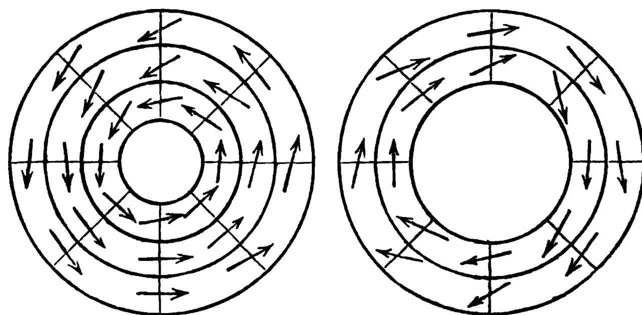
La fig. 34 nous montre en moyenne pour l'année: 1° La marche des nuages supérieurs à Upsala autour des minima et des maxima barométrique, 2° La marche des nuages inférieurs à Upsala et 3° La direction du vent à Sandö sur la Baltique.

Fig. 34.

1. Marche des Cirrus, Upsala.

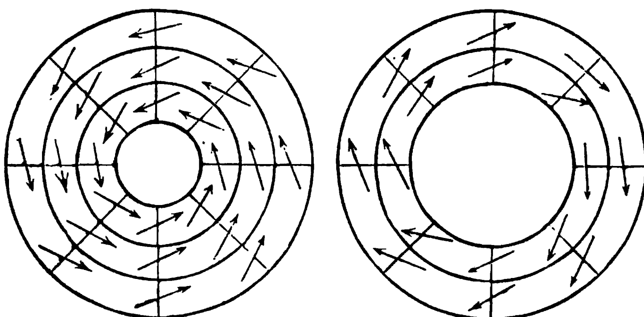


2. Marche des nuages inférieurs, Upsala.



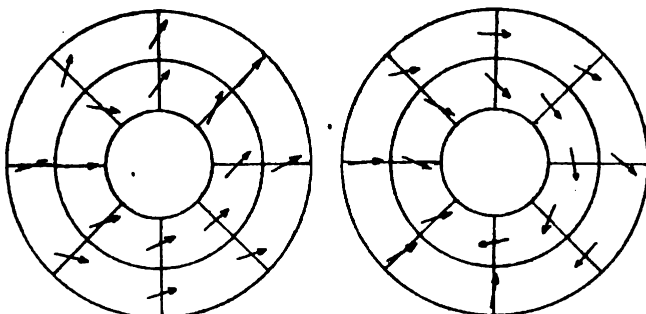
(1) H. H. Hildebrandsson: Sur la distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques. — Acta Sos. Reg. Sc. Upsal. 1883.

3. Direction du vent à Sandön (Baltique).



A des latitudes plus basses l'axe vertical d'un tourbillon est moins haut et n'atteint pas toujours la region des Cirrus. La fig. 35 (1) donne selon M. *Åkerblom* la direction des Cirrus dans l'Allemagne au dessus des minima et des maxima barométriques.

Fig. 35.
Åkerblom: Direction des Cirrus en Allemagne.



Il y a des exceptions remarquables aux lois que nous venons d'exposer. Nous en avons observé un grand nombre depuis le commencement de nos études sur les mouvements supérieurs de l'atmosphère, mais à cette époque là, il y a 30 années, il n'était pas possible d'étudier ces cas singuliers de plus près. En effet, comme on ignorait alors les hauteurs absolues des nua-

(1) F. Åkerblom: Sur la distribution à Vienne et à Thorshavn des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques. — Bihang t. K. Wet. Akad. Handl. Stockholm 1895.

ges observés, on devait tousjours craindre des erreurs commises par les observateurs. Surtout il était toujours possible qu'une couche considérée même par plusieurs observateurs comme Cirrus ou Cirro-Stratus, ne fut qu'une couche mince de nuages situés à une hauteur beaucoup moindre. Plus tard il fut pourtant prouvé, comme nous venons de voir, que souvent en Allemagne et en général dans les pays plus méridionaux, comme en Chine et aux États Unis, les Cirrus passent *au dessus* des maxima et des minima barométriques. Par conséquent il faudrait admettre, ou que la hauteur des Cirrus est beaucoup plus grande à des latitudes plus basses, ou que la hauteur des cyclones et des anticyclones y est moindre qu'en Suède. Nous savons à présent que la hauteur des nuages supérieurs croît un peu vers le sud, mais que la variation en hauteur n'est pas assez grande pour expliquer le phénomène observé et, par conséquent, il faut admettre que l'axe des tourbillons y est ordinairement moins haut.

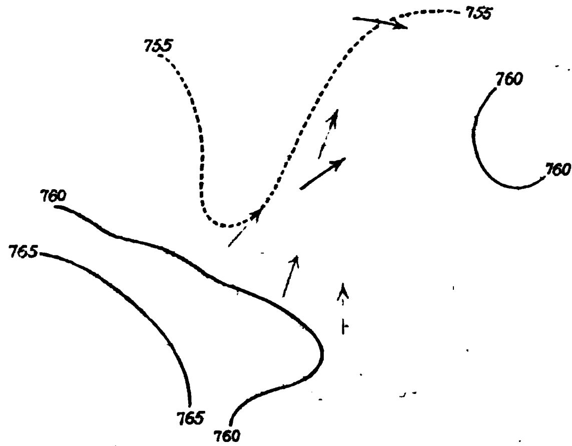
Grâce aux mesures directes des hauteurs faites pendant »*l'année des nuages*», nous avons pu constater que *la hauteur des cyclones et des anticyclones est très différente suivant les cas dans un même pays.* En effet, il arrive, tantôt que la marche des Cirrus n'est pas influencée du tout par les changements dans la distribution de la pression de l'air à la surface terrestre, tantôt au contraire que les minima et les maxima ont une hauteur si considérable que les Cirrus circulent autour d'eux comme le font en moyenne les nuages inférieurs, c'est à dire parallèlement aux isobares. Nous allons en donner des exemples.

1. *Les nuages supérieurs ne sont pas toujours atteints par les perturbations à la surface terrestre.* Une serie remarquable est celle des jours consécutifs du 22 au 25 juillet 1896. (Pl. XLVIII, 1—6). Pendant ces quatre jours un courant presque constant du sud-ouest regnait au dessus des parages de la Baltique à une hauteur de 8—10,000 m. Il semble que ce courant ait même entraîné en général avec soi les nuages intermédiaires. Au dessous de ce grand courant on voit sur les cartes comment les isobares ont changé de forme considérablement. Le 23 à 2^h p. m. le courant supérieur passe au dessus d'une dépression et le 25 au matin au dessus d'un maximum, tous les deux avec le centre situé en Finlande.

2.

1896. 22 Juillet, 2h. p.m.

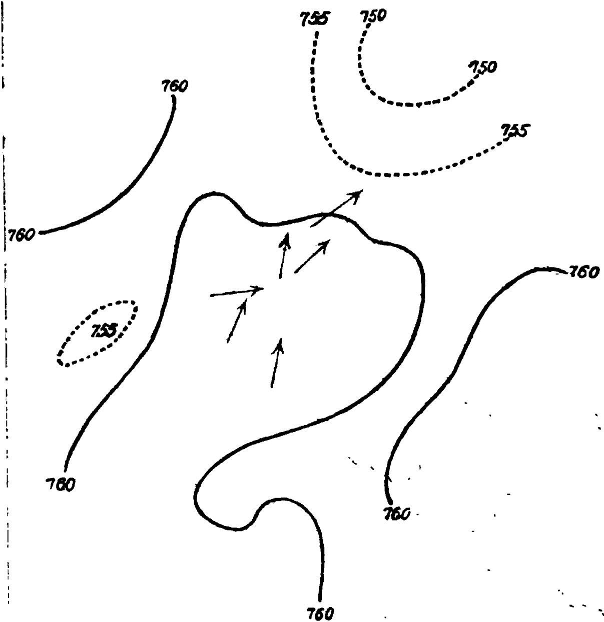
H = 9000 m. Upsala.
10,000 " Berlin.



4

1896. 24 Juillet matin

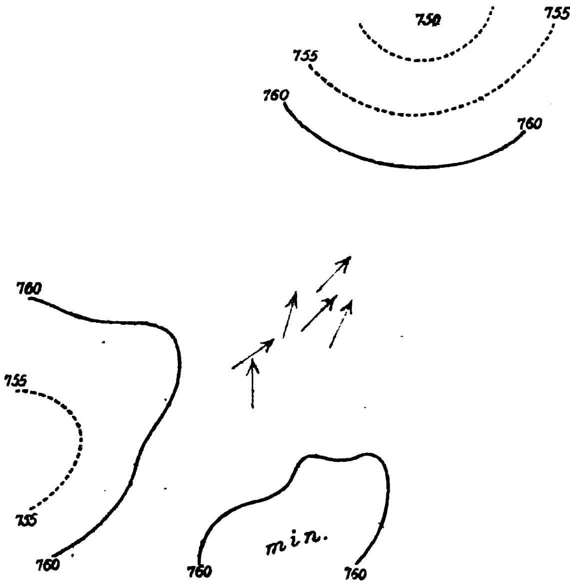
H. = 8,000 m. Upsala.
8,500 " Berlin.



5.

1896. 24 Juillet, soir.

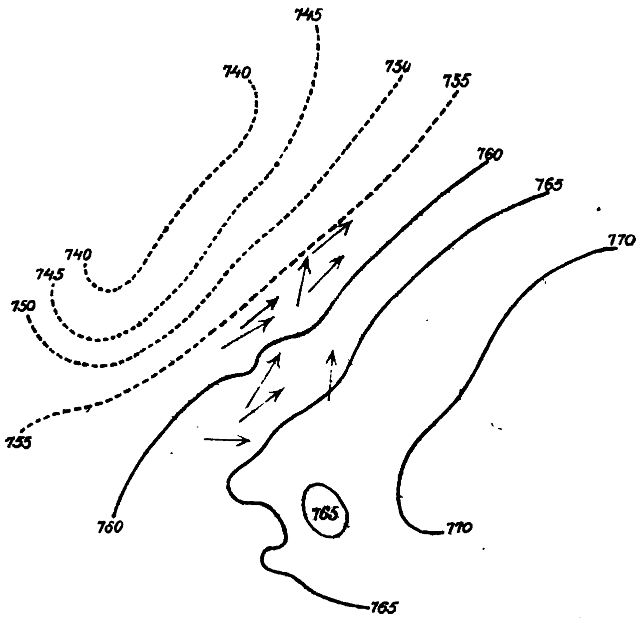
H = 9000 m. Upsala.



7.

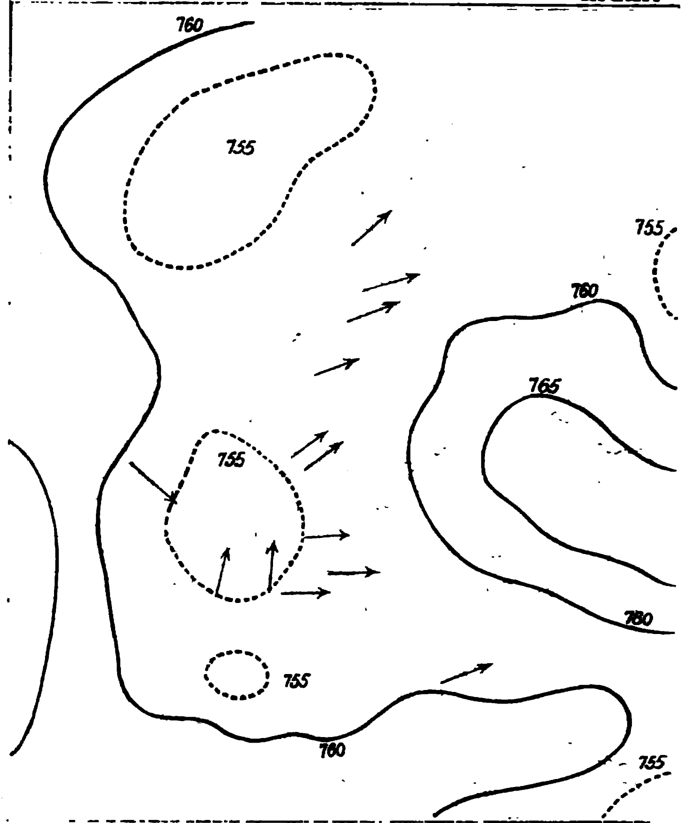
1896. 9 Octobre, matin.

H = 8,500 m. Upsala.
9.500 „ Berlin.



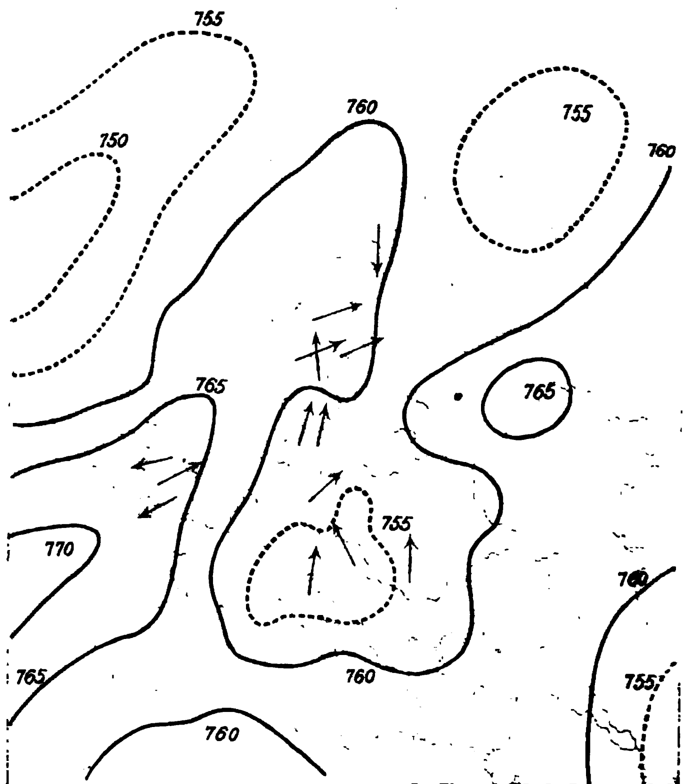
10.

1876. 9 Juin matin



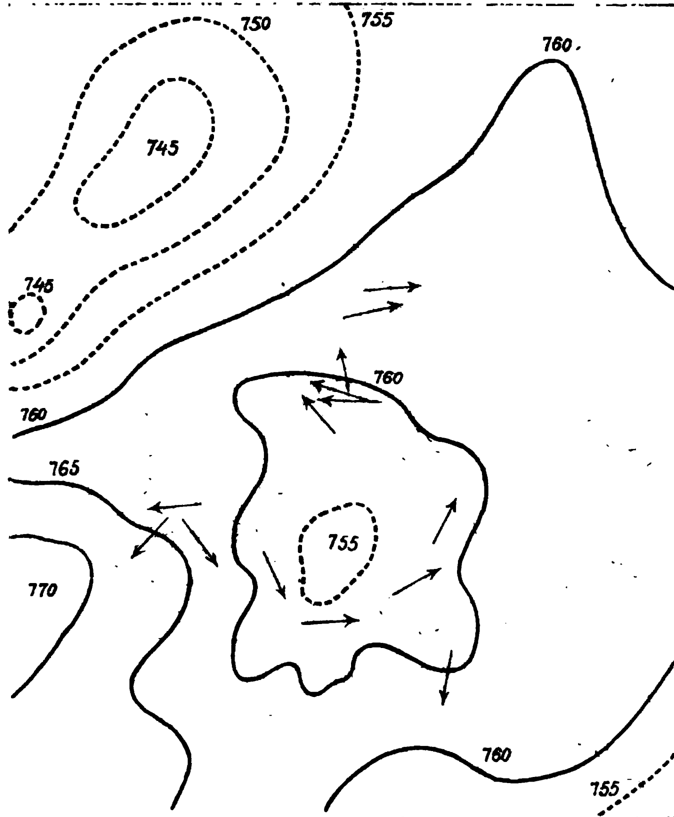
12.

1876. 11 Juin matin



13.

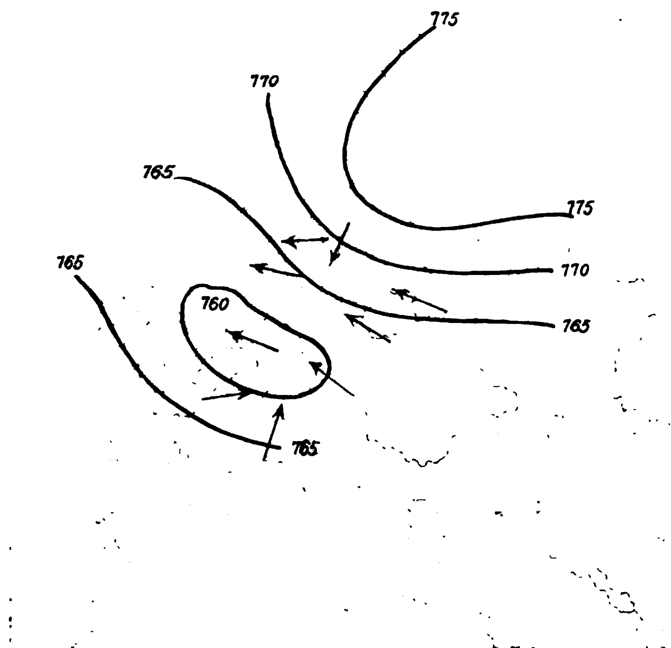
1876. 12 Juin matin



15.

1896. 1 Septembre 2 h p.m.

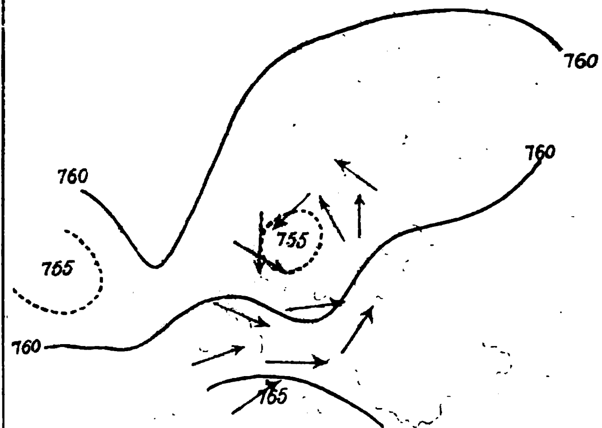
H = 7.500 m. Paris



18.

1896. 4 Septembre 2^h p.m.

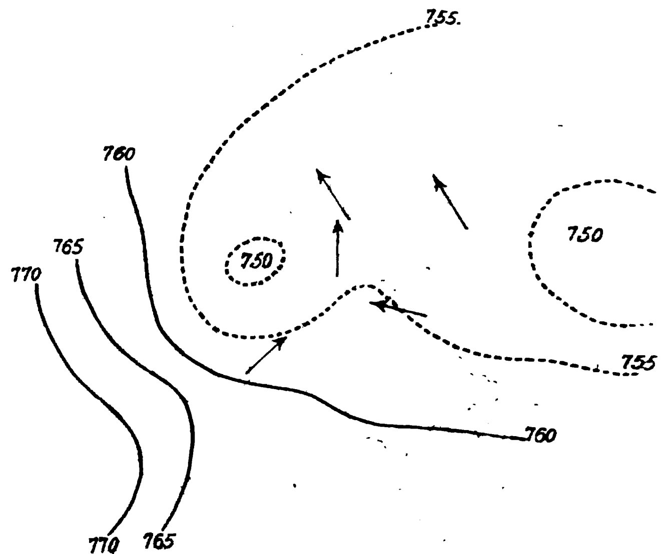
H = 9.500 m. Upsala.
6.500 (ac) "
4.500 m. Berlin.
5.000 " Paris.



20.

1896 1 Juillet matin.

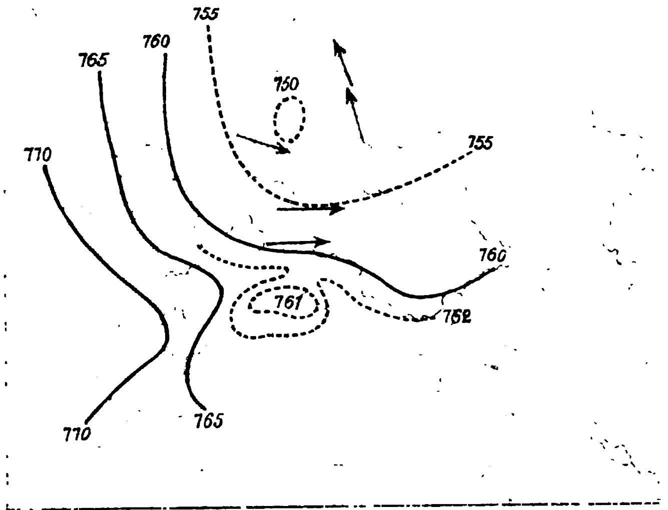
H. = 7.500 m. Berlin.
2.500 " St. Petersbourg.



22.

1896. 1 Juillet. 2h. p.m.

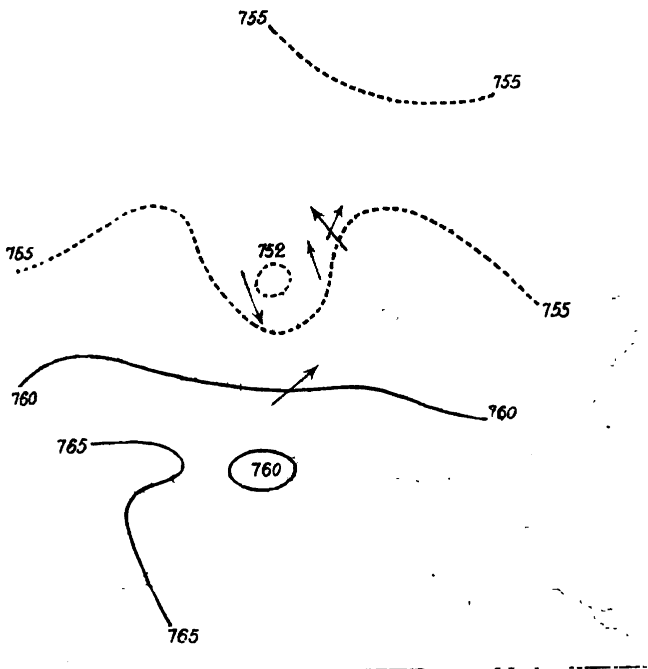
H = 5.500 m. (Ci.Cu.) Upsala.



23.

1896. 3 Juillet matin.

H = 9.000 m. Upsala.



Le 9 Octobre 1896 la carte fait voir (Pl. XLVIII, 7—8) un maximum au SE de la Russie et une dépression trés forte au nord de l'Ecosse. Le 10 Octobre le maximum reste sur la même region mais la dépression s'est déplacée aux environ du Cap Nord. Au dessus du continent et de la Suède on aurait attendu un mouvement des nuages supérieur de l'W le 9 et du NW le 10. Cependant pendant les deux jours il régne un courant constant du SW à une hauteur de 8—10,000 m.

La carte du 4 Août 1896 à 2^h p. m. (Pl. XLIX, 9.) fait voir qu'une couche d'air, s'étendant de la Hollande jusqu'à Luleå au fond de la Golfe de Bothnie, et dont la hauteur au dessus de Berlin s'élève à 10 k. m., se meut réguliérement en nappe uniforme de l'WSW au dessus d'une dépression dont le centre se trouve à l'est de Stockholm sur la Baltique.

Nous donnons ici un spécimen intéressant des séries anciennes que nous possédons. Les 4 cartes du 9—12 juin 1876 (Pl. XLIX, 10—13) font voir des variations assez lentes des isobares. Nous avons une haute pression au SW de la Manche et une autre dans la Russie. Entre ces deux maxima se trouve un minimum de 775 m. m. mal développé qui se déplace lentement de la Hollande au centre de l'Allemagne. Il y a encore deux minima aux environs de l'Islande et sur la mer au nord de la Russie, et un quatrième au SE vers la mer Rouge. Les observations nombreuses font voir les 9 et 10 au dessus de toute l'Europe des mouvements des Cirrus entre le S et l'WSW, apparemment tout à fait independants de la distribution de la pression de l'air à la surface terrestre. Le 11 deux systémes de courants supérieurs sont visibles. A une station en Angleterre et à celles situées aux parages du Golfe de Bothnie le courant supérieur du SW est encore observé. Mais en Angleterre on a observé à deux stations un mouvement des Cirrus du NE, vers la haute pression située au SW, et au dessus de la Suède méridionale il y a en haut un courant du Sud dirigé de la dépression en Allemagne. Au 12 enfin les courants supérieurs sont à peu près réguliers. En Angleterre ils sont dirigés vers le maximum au SW, sur la France, l'Europe centrale et la Suède méridionale ils circulent autour du minimum d'Allemagne, et aux bords du Golfe de Bothnie ils semblent venir de la dépression qui s'ap-

proche des côtes nord-ouest de la Norvège. Ainsi l'influence du maximum au sud-ouest de la Manche et celle du minimum en Allemagne s'est élevée peu à peu jusqu'à la hauteur des Cirrus. Pourtant la pression barométrique n'a pas changé ni dans le maximum ni dans le minimum, qui ont été constamment respectivement de 770 m. m. et 755 m.

Enfin le 10 Avril 1876 un grand courant de l'ouest règne au dessus de toute l'Europe, et pourtant il y regnait en même temps une basse pression avec trois dépressions assez profondes. (Pl. XLIX, 14).

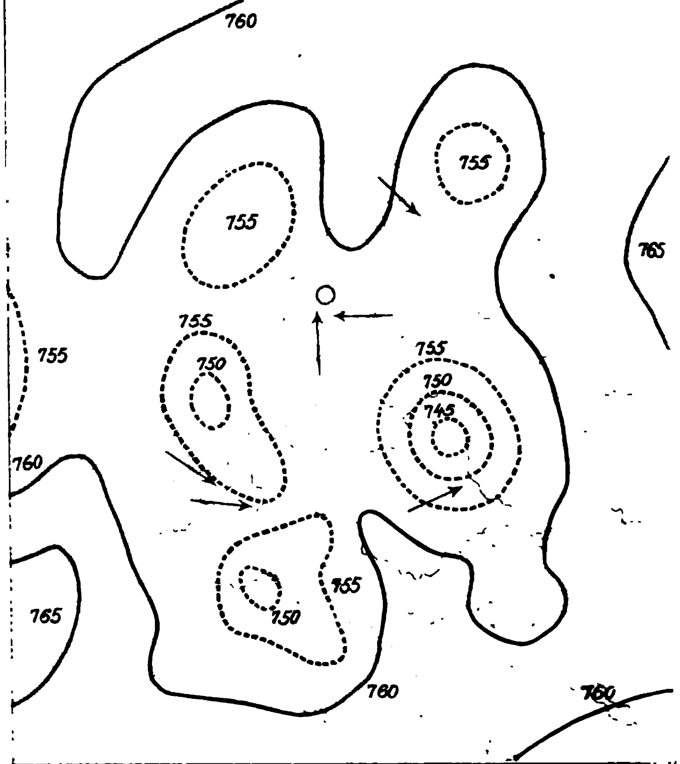
2. *Les tourbillons sont qulquesfois très hauts et dépassent la hauteur des Cirrus, qui circulent autour d'eux parallèlement aux isobares.* Les 4 cartes du 1—4 septembre 1896 nous en donnent un exemple. Le centre de la circulation supérieure ne coïncide pas toujours exactement avec le centre de la dépression à la surface terrestre, ce qui arrive, comme nous le savons, très souvent. (Pl. XLIX, 15, 16, Pl. L, 17 18). Un autre spécimen nous est fourni par la carte du 11 mai 1897. (Pl. L, 19). Si les observations du Danemark sont justes il faut que le centre en haut se trouve au dessus de la mer du Nord. On pourrait croire qu'un tourbillon qui s'élève à une hauteur inusitée serait aussi fortement développé et marqué par une dépression barométrique fortement accentuée à la surface terrestre. Cependant, celà n'a pas lieu en général. Ainsi du 1—5 juillet 1896 (Pl. L, 20—24, Pl. LI, 25) une dépression secondaire est resté presque immobile au dessus du Danemark ou de la Suède meridionale. Elle n'est pas même bien visible sur les cartes sinon par une anse des isobares, et pourtant tous les nuages moyens et supérieurs présentent un mouvement tourbillonnant très net dans la couche d'air située entre 3000 et 9000 m. de hauteur.

Quelquesfois il arrive même que les tourbillons secondaires dans l'espace occupé par une vaste dépression dépassent en hauteur les couches dans lesquelles flottent les Cirrus et en déterminent les mouvements. Nous donnons comme spécimen la carte du 14 septembre 1876. (Pl. LI, 26).

3. *Partie boréales des minima.* Depuis le commencement de nos recherches sur les mouvements des courants supérieurs

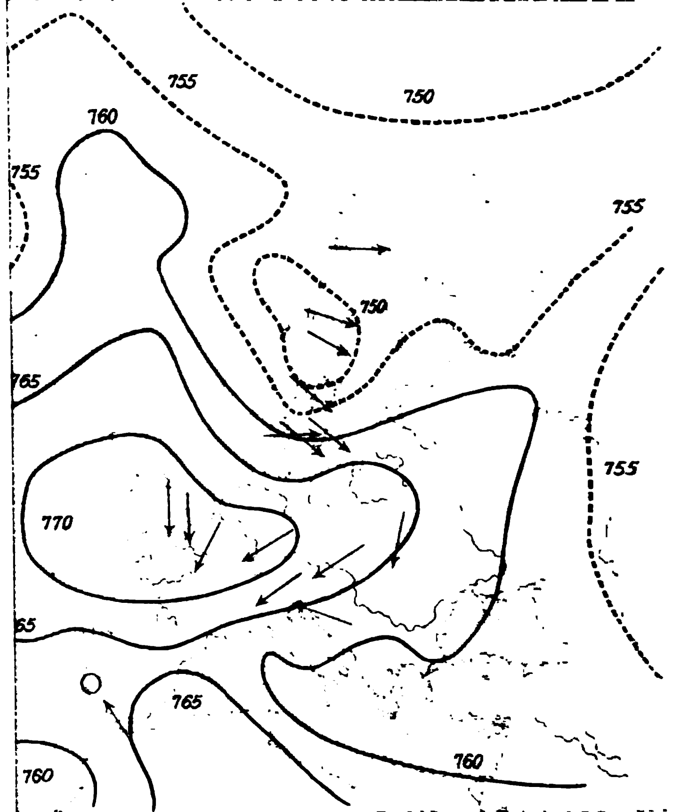
26.

1876. 14 Septembre. matin.



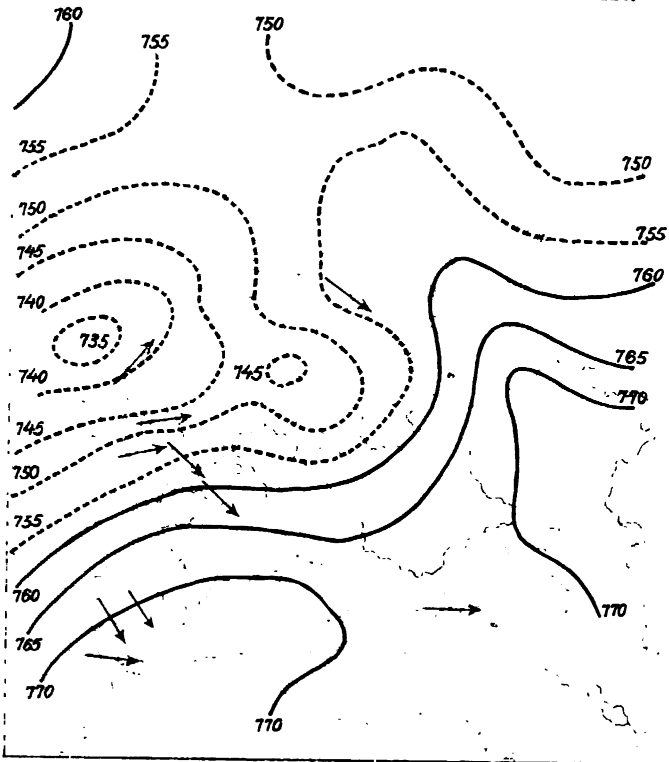
28.

1876. 13 Juillet. matin.



29.

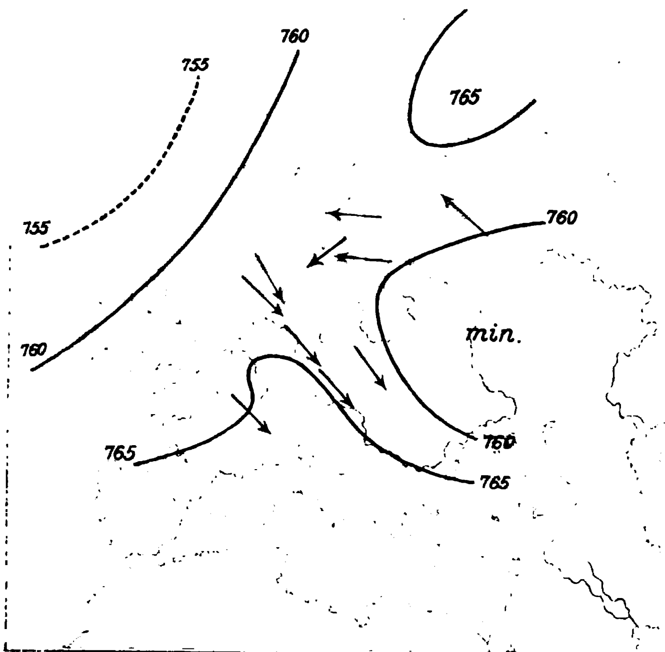
1876. 16 Février. matin.



31.

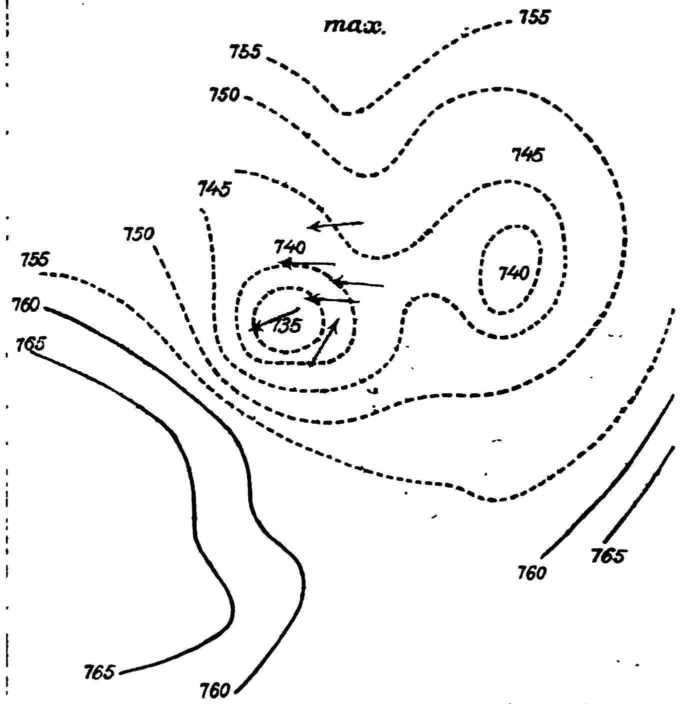
1896. 18 Août. 2^{h} p.m.

H.= 8,500 m. Upsala.
8,000 „ St. Pétersbourg.



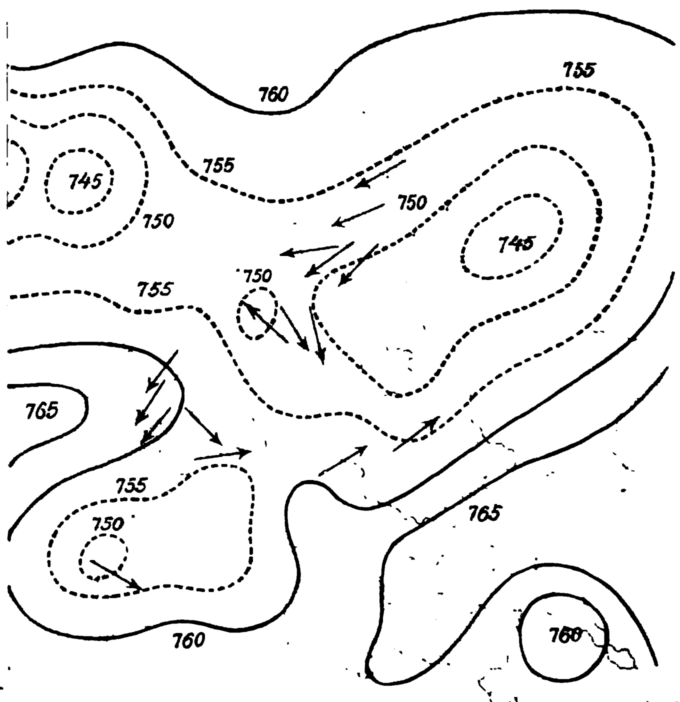
34.

1874. 20 Mars. matin.



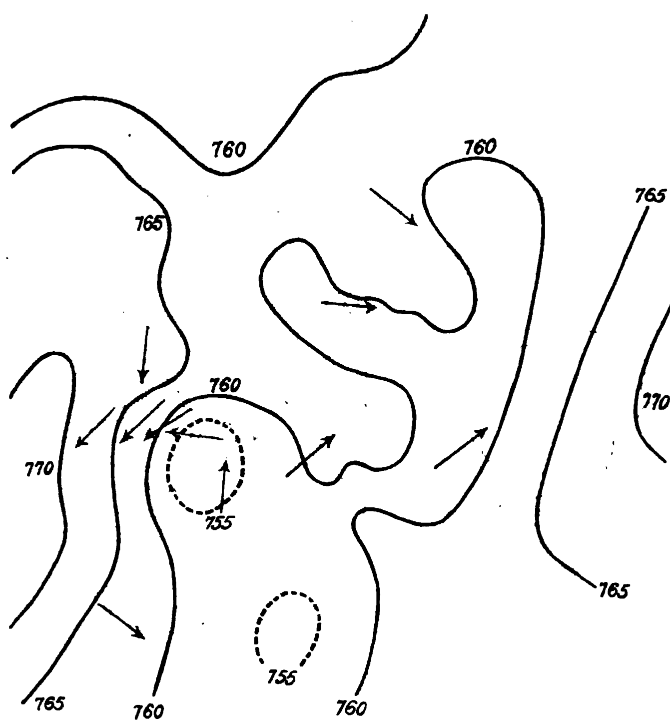
36.

1876. 23 Mars. matin.



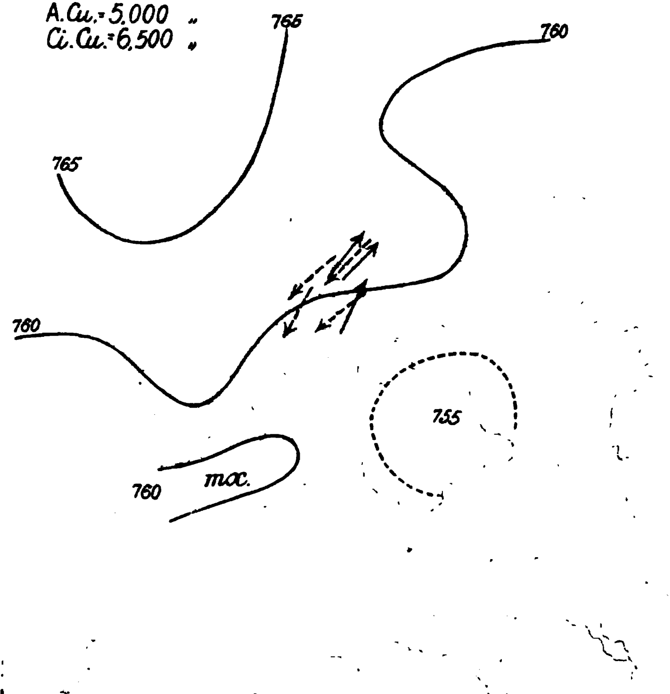
37.

1876. 14 Avril. matin.



39.

1896. 30 Juillet. 2h p.m.



de l'atmosphère nous avons trouvé, M. *Clement Ley* et moi, que les satellites, surtout au sud d'une grande dépression ont en général une petite hauteur et qu'ils n'ont pas d'influence sur la direction des courants supérieurs. En effet, les Cirrus ont les mêmes directions à peu près autour de la dépression principale comme si la dépression secondaire n'existait pas.

Des situations comme celles du 13 mars, du 13 juillet et du 16 février 1876 (Pl. LI, 27 —29) ne sont pas rares. La plus grande partie de nos dépressions étant pour ainsi dire des satellites du grand tourbillon polaire, ayant une basse pression au nord d'elles, on peut dire *qu'elles ne sont pas fermées en haut au nord du centre.* Le tourbillon bien fermé à la surface terrestre ne l'est plus à une certaine hauteur, très variable en différents cas.

Si au contraire *la dépression passe au sud d'un maximum, le tourbillon a une hauteur plus considérable même au N et NW du centre.* La carte du 13 février 1876 (Pl. LI, 30) ressemble beaucoup à celle du 16 février que nous venons d'étudier. Mais les vents supérieurs au nord du petit satellite en Danemark marchent à présent de l'est. Ce matin il régnait une haute pression sur la péninsule scandinave qui avait disparu le 16.

Les cartes du 18 et 19 août 1896 font voir qu'au N et au NW du minimum, situé au SE de la Baltique, des vents du SE —NE règnaient encore à des hauteurs qui dépassent 8000 m. au nord du minimum; la pression étant haute en Finlande. (Pl. LI, 31, 32).

Le 16 novembre 1896 il y a un minimum sur la France et la partie ouest de l'Allemagne avec des hautes pressions à l'est, au nord et à l'ouest. La circulation au nord du centre est bien nette. A Berlin il y a deux couches de nuages supérieurs, l'une à 8000 et l'autre à 9000 m. de hauteur. Les couches les plus hautes commencent à dévier en dehors vers le maximum. (Pl. LII, 33).

Nous donnons encore d'après nos collections anciennes les cartes intéressantes du 20 mars 1874, du 10 mai 1874, du 23 mars 1876 et du 14 avril 1876. Cependant, nous ne connaissons pas les hauteurs exactes des nuages observés. Cependant l'excellente concordance et le grand nombre des observations rendont très

probable qu'on à observé des couches étendues de nuages supérieurs très hautes. (Pl. LII, 34—37).

Au 16 octobre 1896 le centre à la surface terrestre se trouve sur la Belgique, et le centre en haut vers le SE au dessus de la partie ouest de l'Allemagne. (Pl. LII, 38).

D'autre part les travaux sur la circulation générale de l'atmosphère publiés par M. *L. Teisserenc de Bort*(1) ont montré, qu'à moins de perturbations imprévues dans la loi de décroissance de la pression, les dépressions de nos contrées doivent se confondre de plus en plus avec la zone de faible pression des régions polaires, à mesure qu'on s'élève dans les couches élevées de l'atmosphére.

Nous avons reproduit plus haut la carte des isobares moyennes à 4000 m qui montre bien cet effet sur les moyennes. (Voir plus haut vis-à-vis p. 214).

Pour les cas journaliers nous reproduisons du mémoire: Sur la formation des types etc. les cartes du 17 décembre 1879 au sol et á 4000 m. On voit les basses pressions du centre de l'Atlantique se changer des l'altitude de 4000 m en une anse du grand tourbillon polaire. (Pl. LIII).

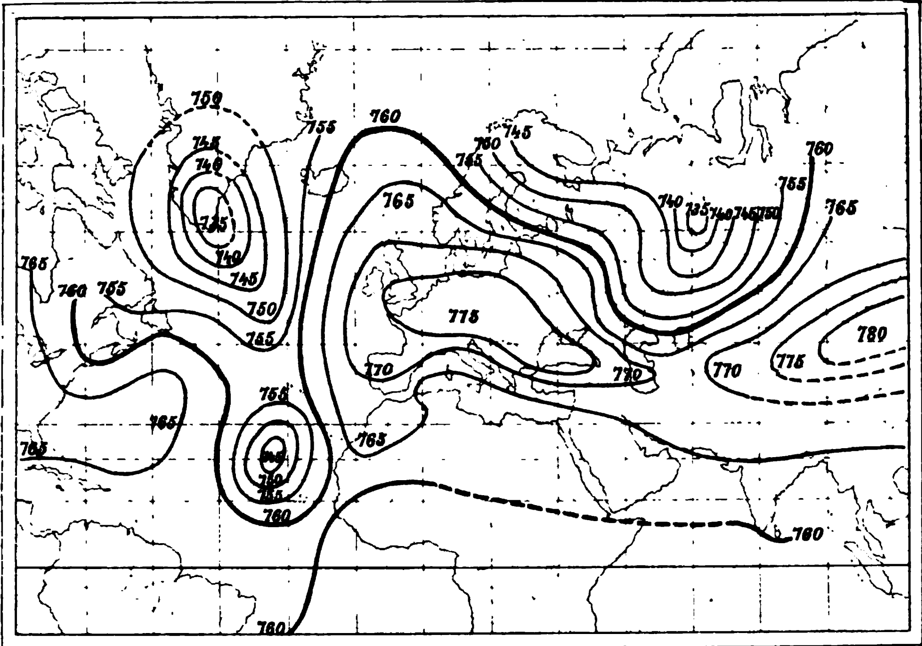
Les observations des nuages ont donné la preuve directe et irréfutable que les isobares se modifient bien dans le sens indiqué par ces cartes.

Il est évident, que le courant de l'ouest du grand tourbillon polaire règne toujours au dessus des minima et des maxima, qui se forment dans les couches inférieures. *Il faut que les courants supérieurs sortant des minima et des maxima soient entraînés par le courant du tourbillon polaire vers l'est.* Nous avons vu aussi que les courants supérieurs divergent du centre d'une dépression beaucoup plus à l'est qu'á l'ouest du centre. Dans la partie antérieure le mouvement centrifuge commence á une hauteur relativement basse et se dirige fortement vers l'est. En effet, la direction de ces courants coïncide sensiblement avec la direction du tourbillon polaire. De même les courants supérieurs

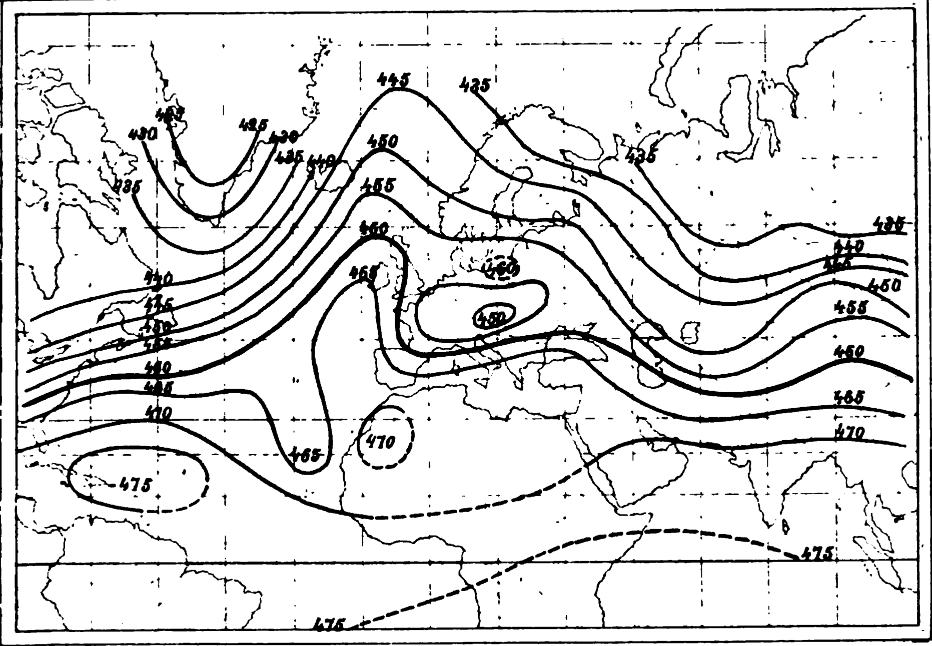
(1) Étude sur la synthése de la repartition des pressions à la surface du globe. — Ann. du Bureau mét. de France 1887 et 1888.

Sur le mode de formation des types d'isobares. — l. c. 1890.

Isobares du 17 Décembre 1879 le matin.



Isobares à 4000 metrès du 17 Décembre 1879 le matin.



sont dirigé le plus directement vers le centre d'un maximum au dessus de sa partie occidentale.

Par contre les courants supérieurs au dessus de la partie postérieure d'une dépression, aussi bien que ceux au nord du centre sont souvens entraînés par le grand courant supérieur du tourbillon polaire. Cela fait que les courants supérieurs à l'ouest du centre sont très peu divergeant, et que les cyclones, comme nous venons de voir, ne sont pas toujours fermés en haut au nord du centre.

M. *Teisserenc de Bort* a constaté ce fait par l'étude des trajectoires des ballons sondes. (1)

»Les observations des points d'atterisage des ballons sondes», dit-il, »nous montrent que les ballons lancés au SSE, E, non loin d'un centre de dépression, quand ils se maintiennent à une hauteur moyenne de 6 à 7 km. tombent en un point situé à une latitude supérieure et la plupart du temps en des lieux où la pression est inférieure à celle du point d'où ils sont partis, ce qui *montre que la convergeance de l'air vers le centre est réelle.*»

»Les ballons qui atteignent une assez grande altitude, 11 à 14 km. et font un séjour de quelques heures dans les hautes couches tombent en des points situés sur l'avant de la dépression et témoignent ainsi qu'il y a un mouvement divergeant bien marqué dans les hautes régions».

»Ces resultats sont bien d'accord avec ceux que *Clement Ley* et surtout M. *Hildebrandsson* ont mis en lumière par l'étude des mouvements des nuages. Mais ils prouvent que même dans les portions où le ciel est tout à fait couvert, et par conséquent l'observation des nuages élevés ne peut pas nous renseigner, on a surtout à l'avant une circulation convergeante en bas et divergeante en haut.»

»Vers le bord des dépressions la divergeance à la région supérieure est très marquée et les ballons atteignant de hautes couches tombent en des points où le baromètre est bien plus haut qu'à leur point de départ.»

»La divergeance de l'air du minimum dans les hautes régions est donc très accentuée à mesure qu'on s'approche de la zone des pressions plus fortes vers lesquelles converge l'air supérieur.»

(1) Étude sur les dépressions barométriques à diverses hauteurs. Report of the British Ass. Southport 1903. Section A. p. 549.

»Mais le fait le plus intéressant est celui que les trajetoires des ballons nous montrent dans la partie NW et W des dépression de nos régions».

»Les ballons au lieu de tomber à l'ouest, au SW, ou au sud de leur point de départ, comme la direction générale du vent semblerait l'indiquer, tombent au N ou au NW, montrant ainsi clairement que le mouvement de rotation autour du centre de dépression ne se prolonge pas dans la hauteur.»

»Ce resultat montre que la dépression n'est pas fermée vers le nord, ce qui est bien d'accord avec ce que les cartes d'isobares calculées nous indiquent.»

»Mais il montrent en outre *que le vent supérieur à l'arrière de la dépression vient du sud ou du SW.*»

»Ces conclusions ont été tout à fait confirmées par un cas où nous avons pu suivre par des visées de deux théodolites un ballon sonde parti de l'observatoire de Trappes dans la portion NW d'une dépression.»

»Ce ballon, après avoir marché avec le vent inférieur pendant un certain temps et jusqu'à une altitude de 5000 m, s'arrêta dans son mouvement vers le SW pour rebrousser chemin et marcher vers le NNE, direction qu'il conserva ensuite pendant presque tout son parcours. Il a atterri en Belgique».

Ainsi, cette fois l'altitude de la partie postérieure du tourbillon a été 5000 m; arrivé à cette hauteur le ballon a changé brusquement sa direction emporté par le courant supérieur du SW.

La carte du 30 juillet 1896 (Pl. LII, 39) nous fait voir un cas semblable. Il y a une dépression sur l'Autriche et un maximum sur les côtes de Norvège. En Suède les Cu Nb à une hauteur de 4000 m vont aussi régulièrement du NE mais les ACu à 5000 m et les Ci Cu à 6500 m *vont du sudouest*, c'est à dire indépendemment des minima et des maxima à la surface terrestre.

4. *Un coin.* Nous avons étudié ce qui se passe en haut entre deux minima, ou au dessus de l'aire appelée un *coin* par *Abercromby*. Le nombre de fois que les Cirrus sont venu de chaque rhumb à été:

N	48	W	69	S	17	E	8
NNW	33	WSW	14	SSE	2	ENE	2
NW	98	SW	33	SE	8	NE	13
WNW	81	SSW	12	ESE	1	NNE	5

La direction la plus ordinaire est donc du NW environ. Toutefois la direction moyenne du vent à la surface terrestre à Upsal est dans ce cas W 10° S en hiver et W 23° S en été. Par conséquent, *un nouveau minimum influe sur la girouette plus tôt que sur les courants supérieurs.*

Il semble bien *probable* qu'il y a souvent, peut être toujours, *un mouvement descendant de l'air au dessus d'un tel coin.* La température de l'air à la surface terrestre y est presque la même en moyenne que celle au centre d'un maximum, haute en été, basse en hiver. L'air y est pur et le ciel clair, sauf des Cirrus présentant souvent une belle radiation du NW au SE.

Mais il n'est guére probable qu'en *général* l'air ait un mouvement descendant dans la partie postérieure *du cyclone même.* Au moins dans l'intérieur du continent de l'Europe, au sud de l'Allemagne, en Autriche, etc., où la plus grande quantité de pluie tombe à l'ouest du centre, un tel mouvement n'est pas possible. D'un autre côté les variations de la températur avec la hauteur ne donnent pas d'appui à la supposition qu'il existerait un mouvement descendant dans la partie postérieure d'une dépression.

5. *Température suivant les diverses situations atmosphériques.* M. *Teisserenc de Bort* a trouvé les résultats suivants par les ballons dont les observations ont été dépouillées de 1898 jusqu' à l'été de 1900. (1) Cette étude a été faite en groupant entre elles les observations des ballons suivant les divers quadrants des aires de hautes et de basses pressions.

Les températures considérées sont celles des couches du sol (171^{m}) à 2^{km}, 5, 2^{km}, 5 à 5^{km}, 5^{km} à 7^{km}, 5, 7^{km}, 5 à 10^{km}.

Nous reproduisons ici les résultats de cette étude pour l'hiver et le printemps; en été et à l'automne, les observations ne sont pas assez régulièrement distribuées pour qu'il s'en trouve dans tous les quadrants. Les résultats sont donc trop incomplets pour être cités ici.

(1) Résultats principaux des lancers de ballons-sondes à l'Observatoire de météorologie dynamiques. — Procés verbaux et mémoires du Congrès international de météorologie. Paris 1900.

Hiver.

Aires de basses pressions.

Quadrants à vents de	sol à 2km, 5.	2km, 5 à 5km.	5km à 7km, 5.	7km, 5 à 10km.
NW	— 5,3	— 16,8	— 33,3	— 49,7
NE	— 3,8	— 17,7	— 31,9	»
E. SE. E	+ 2,8	— 10,5	— 24,5	— 41,1
W. SW	+ 3,1	— 8,3	— 20,2	— 35,0
Centre	— 2,1	— 11,9	— 24,0	— 38,0
Bord	+ 8,9	— 6,3	— 21,1	— 39,2

Aires de hautes pressions.

Quadrants à vents de	sol à 2km, 5.	2km, 5 à 5km.	5km à 7km, 5.	7km, 5 à 10km.
NW. W	— 0,9	— 13,4	— 19,7	— 37,4
NE	— 3,6	— 12,1	— 28,2	— 48,5
E. SE	— 2,0	— 13,0	— 29,5	— 47,5
S. SW	— 1,1	— 13,6	— 29,5	— 47,8
Centre	— 1,0	— 7,2	— 27,5	— 48,5
Bord	— 0,9	— 9,7	— 24,8	— 37,9

Printemps.

Aires de basses pressions.

Vents de	sol à 2km, 5.	2km, 5 à 5km.	5km à 7km, 5.	7km, 5 à 10km.
N. NW. WNW	— 4,27	— 17,4	— 34,1	— 49,4
NNE. NE. ENE	+ 1,6	— 11,5	— 28,2	— 49,0
E. SE. S	— 3,9	— 12,7	— 26,8	— 43,0
W. SW	+ 0,7	— 15,3	— 30,9	— 46,5
Centre	»	»	»	»
Bord	+ 4,7	— 9,8	— 24,0	— 40,8

Aires de hautes pressions.

Vents de	sol à 2km, 5.	2km, 5 à 5km.	5km à 7km, 5.	7km, 5 à 10km.
NW. WNW. W	+ 3,3	— 6,9	— 19,6	— 41,7
N. NE. E	+ 1,6	— 9,2	— 24,0	— 41,7
E. SE	+ 4,3	— 9,8	— 24,0	— 42,0
S. SW	+ 2,7	— 5,9	— 19,6	— 37,7
Centre	+ 1,3	— 9,0	— 24,1	— 42,5
Bord	+ 2,6	— 9,2	— 23,3	— 41,6

Si l'on réunit les observations des divers rhumbs suivant la hauteur et qu'on les rapproche des nombres du bord et du centre, on obtient les résultats suivant:

Hiver.

	Basses pressions.			Hautes pressions.		
	centre.	partie moyenne.	bord.	bord.	partie moyenne.	centre.
Sol à 2km, 5	— 2,1	— 0,8	8,9	— 0,9	— 1,9	— 1,0
2km, 5 à 5km	— 11,9	— 13,3	— 6,3	— 9,7	— 13,0	— 7,2
5km à 7km, 5	— 24,0	— 27,5	— 21,1	— 24,8	— 26,7	— 27,5
7km, 5 à 10km	— 38,0	— 41,9	— 39,2	— 37,9	— 45,3	— 48,5

Printemps.

	Basses pressions.			Hautes pressions.		
	centre.	partie moyenne.	bord.	bord.	partie moyenne.	centre.
Sol à 2km, 5	»	— 1,5	+ 4,7	2,6	3,0	1,3
2km, 5 à 5km	»	— 14,2	+ 9,8	— 9,2	— 8,0	— 9,0
5km à 7km, 5	»	— 30,0	— 24,0	— 23,8	— 21,8	— 24,1
7km, 5 à 10km	»	— 47,0	— 40,8	— 41,6	— 40,8	— 42,5

Bien que le nombre des observations ne soit pas très considérable et assez grand pour éliminer les effets accidentels, on voit cependant dans ces tableaux:

1° Qu'en hiver, jusque vers 6km, la température est plus basse dans la région centrale des minima barométriques que dans celle des fortes pressions; qu'elle paraît à peu près la même dans la partie moyenne de ces aires, mais qu'elle est bien plus chaude au bord du minimum qu'au bord du maximum dans les quatre à cinq premiers kilomètres.

2° Qu'au printemps, la température (indéterminée pour le centre, faute d'observations) est plus basse dans la partie moyenne des basses pressions que dans la partie correspondante des fortes pressions.

Par rapport à la température de la partie moyenne qui forme le corps des aires des basses pressions, on voit qu'en hiver les régions les plus froides sont celles qui ont les vents du NE à NW, et la plus chaude la partie où règnent les vents d'W et SW. Dans les zones de forte pression, les différences sont moins tranchées, sauf en ce qui concerne la région des vents de NW, bien plus chaude que les autres au-dessus de 5km.

Au printemps, au contraire, les parties les plus chaudes sont la région nord-est (où règnent les vents d'E et SE) de la dépression, la plus froide étant la région sud-ouest. Dans les fortes pressions, les températures les plus élevées se recontrent dans la partie nord de l'aire de haute pression (où règnent les vents de SW à NW).

En sorte que, si l'on suppose un centre de basses pressions situé au nord d'une aire de fortes pressions, ce qui se rapproche du reste de ce qu'on observe souvent dans la nature au printemps, on aura un gradient thermique très prononcé entre la partie postérieure sud de la dépression et la partie nord-ouest de l'aire de forte pression beaucoup plus chaude.

»On remarquera que l'existence, dans les deux saisons, des plus basses températures dans la région postérieure est bien d'accord avec la hausse de pression qui se produit à l'arrière des dépressions, hausse qui ne paraît pas indépendante des phénomènes dynamiques que j'ai exposés dans mon étude sur le gradient vertical (1).»

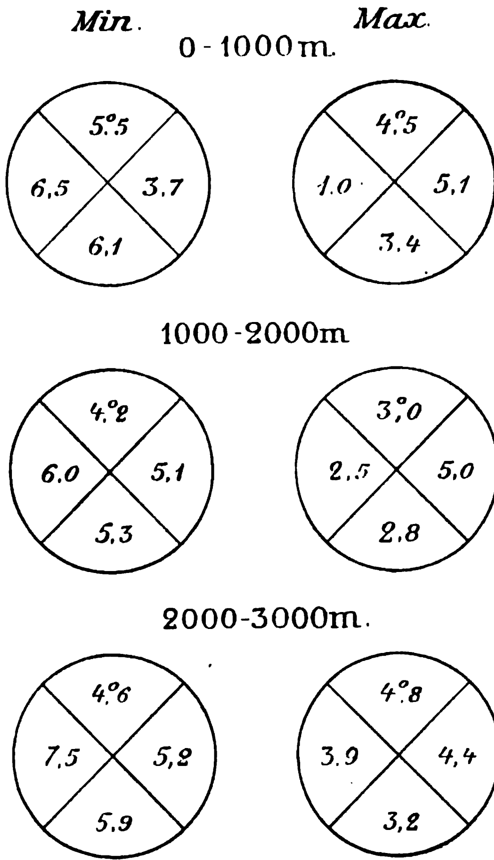
M. *Grenander* (2) a calculé la variation moyenne de la température avec la hauteur dans les différents quadrans des minima et des maxima barométriques d'après les observations faites à la Station Franco-Scandinave à Hald et à l'Observatoire Aëronautique à Berlin. La fig. 36 donne les résultats moyens des deux stations pour l'hiver et pour les hauteurs de 0^m à 3000^m.

On voit que la décroissance de la température est la plus rapide à l'ouest du centre d'un minimum, en effet pour une élevation de 3000 m la baisse de la température est 20° en moyenne. Par contre la baisse pour la même hauteur n'est que 14° à l'est du centre. Pour un maximum on a 7°,4 à l'ouest et 14°,5 à l'est du centre. Les décroissances au N et au S des centres sont intermédiaires. La décroissance générale au dessus d'un minimum est beaucoup plus grande que celle au dessus d'un maximum. La décroissance plus petite dans la partie antérieure d'une dépression s'explique par la condensation plus grande dans cette partie.

(1) Voir *Annales du Bureau central météorologique*, année 1890, p. 231 et suivantes.

(2) Les gradients verticaux de la température dans les minima et les maxima barométriques. — K. Wet. Akad. Arkiv 1905.

Fig. 36.



L'air froid et humide qui couvre le sol dans le régime d'un maximum barométrique a une hauteur, qui ne dépasse guère quelques centaines de mètres. Au dessus le mouvement descendant de l'air cause un réchauffement dynamique. Nous savons qu'à cause de cela il y a presque toujours des *inversions de la température* avec la hauteur dans l'intérieur d'un anticyclone. Il a été aussi bien établi (1) que *cette inversion a lieu princi-*

(1) Hildebrandsson: Distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométrique. Acta Soc. Reg. Upsal. 1883, p. 18 Tab. XX. (Voir aussi plus haut T. II. p. 107.

palement sur le versant occidental, ou à l'ouest du centre d'un maximum. A cause de ces inversions fréquentes la baisse de la température avec la hauteur est la plus petite en moyenne à l'ouest du centre d'un anticyclone, comme l'indique la figure cidessus.

6. *Anticyclones.* Les courants constants de l'ouest régnant en haut ont aussi une influence très grande sur les courants supérieurs des anticyclones. Nous avons vu (fig. 34, 1.) que ces courants se dirigent presque directement vers le centre dans la partie postérieure et qu'ils sont plutôt parallèles aux isobares à l'est du centre. Ainsi, un maximum est alimenté en haut principalement par l'ouest.

Ce courant supérieur de l'ouest se trouve en différents cas à des hauteurs très différentes. Ordinairement les nuages supérieurs et intermédiaires seulement vont en dédans vers le centre de l'anticyclone, mais il arrive que les nuages inférieurs le font aussi. La carte du 15 octobre 1896 (Pl. LII, 40) nous montre un courant centripétale entre 3500 et 7500 m., mais celle du 9 septembre 1896 (Pl. LIV, 41) indique un courant de ce genre entre 836 et 10500 m. Dans ce dernier cas le courant inférieur est très mince.

Un cas semblable nous est présenté par la carte (Pl. LIV, 42) du 14 Décembre 1902. Pendant cette journée M. M. *Frænkel* et *Eneström* sont partis en ballon de Stockholm à 2^h du soir avec un vent du sud. Mais déjà à 800 m environ ils ont rencontré un vent de l'ouest qui les a amené au dessus de la Baltique, et le 15 à 1^h 45^h p. m. ils ont atterri en Russie à Solzy dans le Gouvernement Pskov. Pendant toute la traversée la hauteur du ballon était 800—1100 m seulement.

Cependant, la hauteur des anticyclones est en général plus grande que celle des cyclones, surtout à des latitudes plus méridionales. Cela est prouvé surtout par les recherches de M. M. *Vettin,* (1) *Forsten* (2) et *Åkerblom* (3) sur les mouvements des

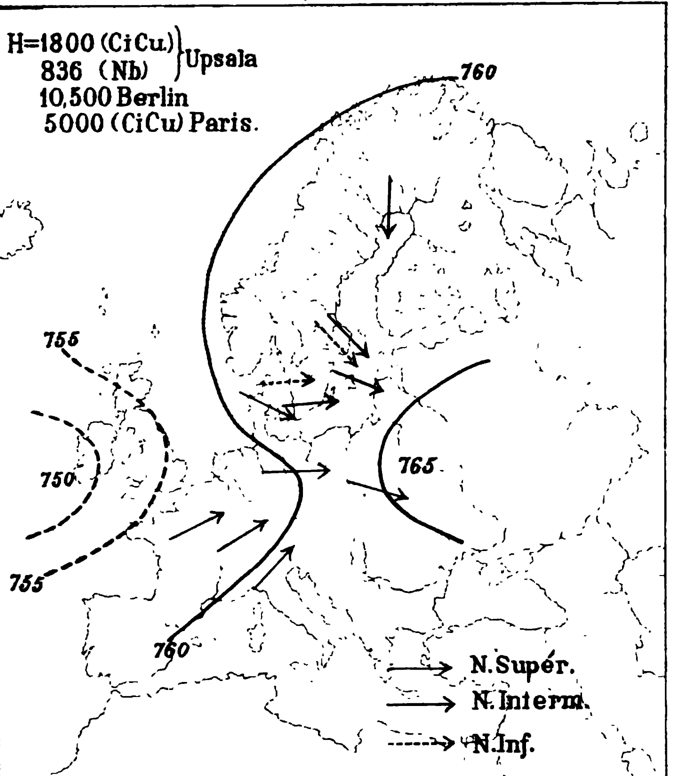
(1) Aus d. Archiv d. Deutschen Seewarte 1888 N:o 5. Met. Zeitschr. 1882, 1883, 1886, 1887. — Zeitschr. für Luftschiffahrt 1887, 1891 1892.

(2) Beiträge zur Kenntniss d. oberen Luftströme. Helsingfors 1890.

(3) Sur la distribution à Vienne et à Thorshavn des éléments météorologique autour des minima et des maxima barométriques. Bihang t. K. Vet. Akad. Handl. Sthlm 1895. — Voir aussi: Les Bases de la météorologie dynamique T. II. p. 38—50.

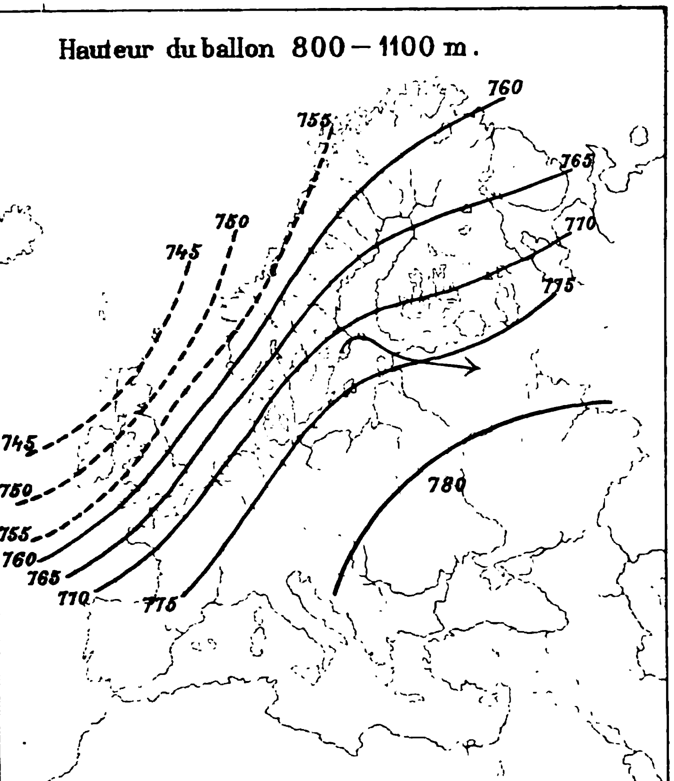
41.

1896. 9 Septembre. 2^h p.m.



42.

1902. 14 Decembre. Soir.



Cirrus en Allemagne. Dans ces travaux il a été bien demontré, comme nous l'avons vu plus haut, que l'axe vertical d'un tourbillon est plus haut en Suède et en Angleterre, c.-à-d. le long de la trajectoire la plus fréquente des dépressions, qu'à des latitudes plus basses, où il n'atteint pas toujours la regions des cirrus. Par contre, il a été aussi bien établie que *la circulation autour d'un maximum atteint une hauteur beaucoup plus grande que celle autour d'un minimum.* Ainsi la fig. 35 de M. *Åkerblom* fait voir un tourbillon anticyclonique presque complet des Cirrus dans la zone intérieure d'un maximum en Allemagne.

Cela a été récemment prouvé par M. *Grenander* dans son memoire sur les gradients verticaux de la température dans les minima et des maxima barométriques. (4) En effet, il a demontré que la différence de la temperature entre les divers secteurs (N, S, E, W du centre) tend vers zéro déjà à la hauteur de 7 km environ au dessus d'un minimum, tandis qu'elle *augmente* encore à 8 km au dessus d'un maximum.

Or, on pourrait dire que *le maximum est le phenoménc principal qui dirige dans une certaine mesure les mouvements des dépressions.*

7. *Remarques sur la formation et la marche des cyclones.* Déjà en 1868 M. *Mohn* a emis l'opinion que la trajectoire d'un cyclone est principalement determinée par les anticyclones qui l'entourent, une dépression ayant une tendance à circuler autour d'une aire de haute pression en laissant le maximum à droite. En 1870 le Dr. *Prestel* a trouvé aussi que les dépressions circulent autour d'un maximum dans le même sens que les aiguilles d'une montre. M. *de Tastes* a montré en 1870 dans diverses communications à l'Académie des Sciences à Paris et avec plus de détailles dans les annales du bureau météorologique de France en 1880 le rôle très important des îlots de calmes autour desquels circulent les dépressions tourbillonnaires. Enfin *Clement Ley* a prouvé en 1876 que le centre d'une dépression se meut en général à peu près à angle droit avec la direction vers laquelle les isobares sont les plus serrées. Cependant, si les gradients les plus forts se trouvent au N du centre, celui-ci reste le

(4) L. c.

plus souvent immobile et le mouvement de progression vers l'ouest, qu'on devrait trouver alors, est rare. Cela a inspiré à *Clement Ley* cette idée — »peut-être plus simple que correcte«, dit il — que la direction du centre est la résultante de deux forces indépendantes, l'une la force du gradient *(gradient force)* qui dirige le centre à angle droit de la direction vers laquelle les isobares sont les plus serrées, l'autre *une force inconnue, qui l'amène vers le nord est ou l'est.*

Bien que des recherches soient encore nécessaires pour fixer le rôle des courants généraux dans la formation des dépressions et des maxima barométriques et determiner la cause du mouvement des dépressions, nous pouvons pourtant d'après les observations qui précèdent nous faire une idée des relations de ces phénomènes entre eux et nous coyons utile d'exposer ces idées bien qu'elles comportent une certaine part d'hypothèse.

La cause du mouvement général des dépressions vers l'est — cette force inconnuê de Clement Ley — doit évidemment être cherchée dans le grand tourbillon polaire tournant de l'ouest à l'est — tourbillon dont l'existence, déjà pressentie par la théorie, a été constatée par les cartes d'isobares dressées pour des hauteurs de plusieurs milliers de mètres et définitivement prouvée par les observations des nuages.

Supposons alors qu'il s'est formé par une cause quelconque un grand anticyclone âu dessus d'une partie assez grande de la surface terrestre. Alors ce tourbillon d'une grande hauteur est placé comme une île dans le courant général de l'ouest, qui sera devié de sa course. Mais dans l'anticyclone il y a des vents de l'ouest au nord et de l'est au sud du centre. Par conséquent il est évident que le grand courant doit être devié surtout au nord de l'anticyclone et plus rarement au sud, où les vents de l'est lui barrent le chemin. S'il y a des tourbillons cycloniques dans le sein du grand courant, ils seront entraînés avec celui-ci au nord de l'anticyclone.

Mais plus encore! Le grand courant de l'ouest doit être ralenti par l'obstacle que lui oppose cette île atmosphérique. *Mais il suffit qu'une partie d'un courant quelconque ait une vitesse plus grande que les masses situées en avant pour que l'excès d'énergie de cette partie se transforme en mouvements*

tournants, comme si cette partie avait rencontré une paroi. Par conséquent, dans le cas qui nous occupe, il semble évident qu'il faut que des tourbillons se forment dans le grand courant de l'ouest. Mais il est évident aussi que ces tourbillons doivent être différents au nord et au sud de l'anticyclone. Au nord, au NW et au NE du centre les directions des vents dans l'anticyclone coïncident plus ou moins avec celle du courant. La résistance y est donc le plus faible et les tourbillons qui se forment sont seulement des grands remous, ouvert en haut vers le nord.

Les parties du courant au contraire qui passent au sud de l'anticyclone y rencontrent une résistance beaucoup plus grande par les vents de l'est qui lui barrent le chemin et quelquefois même le refoule vers l'ouest. Il doit donc se former ici des tourbillons presque stationnaire et le mouvement tournant s'étend à une hauteur considérable.

Ces conclusions sont parfaitement confirmées par les faits constatés plus haut. En effet, nous venons de voir qu'une dépression n'est pas fermée en haut au nord du centre s'il y a un minimum barométrique au nord d'elle; au contraire, s'il y a un maximum au nord, l'axe du cyclone est très haut et les Cirrus même sont entraînés dans la circulation. Il est du reste bien connu qu'en Europe les pluies les plus abondantes et les chûtes de neige les plus considérable — à l'exeption des averses orageuses — ont lieu au nord du centre d'une dépression située au sud d'un maximum barométrique, ce qui démontre que le mouvement ascendant agit sur une masse atmosphérique puissante.

Nous n'osons pas affirmer que les cyclones des zones tempérées soient *toujours* formés de la manière que nous venons d'indiquer. Il est possible qu'il y a des »cyclones de chaleur» comme il y a des »trombes de chaleur» et des »orages de chaleur». Remarquons cependant que la direction des courants supérieurs semble coïncider à peu près avec la trajectoire moyenne des centres de dépressions barométriques. *Il est donc probable* comme nous l'avons dit plus haut, *que les dépressions barométriques, au moins une grande partie d'elles, naissent comme des satellites du tourbillon polaire dans les grands courants atmosphériques.*

Mais avec cela nous ne pretendous pas affirmer que les cyclones se forment dans le sein d'un grand courant atmosphéri-

que à une hauteur quelconque. Ils se forment sans doute auprés de la surface terrestre. Ils ont souvent, comme nous venons de voir, une hauteur assez petite et les Cirrus du grand courant ne sont pas influencés des perturbations en bas. Il nous semble comme M. *Teisserenc de Bort* l'a montré en 1879 par l'étude des isanomales que les grands maxima barométriques persistants se forment sur une partie du sol plus froide que celles qui l'entaurent. Les grands maxima d'hiver se forment sur les continents fortement refroidis.

Par contre, quand au printemps le sud est de l'Europe s'échauffe plus que la mer nous avons régulièrement une haute pression sur l'Angleterre et les mers environnontes qui cause les vents du NW si nuisibles sur l'Europe occidentale. De même on voit se former des circulations cycloniques au dessus des parties du sol plus chaudes que les environnantes, comme au dessus des nappes d'eau non congélées en hiver. Cependant, il y a une différence. Les maxima barométriques prennent un développement considérable, tandis qu'on a rarement vu que les dépressions formées de cette manière deviennent très fortes.

Ainsi, il semble que c'est la position des maxima qui détermine en premier lieu le type de temps au dessus de la surface terrestre, les trajectoires et en grande partie la naissance des dépressions étant déterminés par le regime des hautes pressions.

Depuis longtemps M. *Teisserenc de Bort* a demontré(1) comment le type du temps en Europe est toujours déterminé par la position des hautes pression en Asie et aux Açores qui refoulent ou donnent accès en Europe aux vents marins qui acompagnent les dépressions venant de l'Atlantique. Nous n'entrerons pas ici dans l'étude de ces »*centres d'action*» de l'atmosphère. Remarquons qu'on a trouvé plus tard qu'il y a des relations mutuelles entre ces centres d'action, (2) relations qu'il est de la plus grande importance d'étudier de plus près.

---

(1) Teisserenc de Bort: Étude sur l'hiver de 1879—1880 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormales. Ann. du Bur. Centr. 1881. IV.

(2) Hildebrandsson: Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphere. — K. Wet. Acad. Handl. I. P. 29. 1897; II. P. 32. 1899.

L'étude des nuages ne peut pas nous fournir la solution complète des problèmes les plus importants de la météorologie, mais elle nous a donné un aperçu général des mouvements de l'atmosphère. D'un coté nous avons trouvé *comment se passe la circulation générale de l'atmosphère,* d'un autre cette étude nous a fait *élucider la circulation de l'air autour des minima et des maxima barométrique.* Cette étude nous a fourni aussi *des indications sur les relations qui existent ente les grands courants de la circulation générale de l'atmosphère et les perturbations à la surface terrestre,* qui s'étendent quelquefois et en certaines régions jusqu'à la hauteur des Cirrus, mais qui n'atteingnent en général, et surtout dans les pays plus méridionaux, que le niveau des nuages intermédiaires.

Les études des régions supérieures de l'atmosphère et des recherches plus étendues sur les centres d'action et leurs relations mutuelles sont les travaux les plus importants qui s'imposent dans un avenir prochain.
